

Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen

(Gebiet zwischen der Ebene von Sulmona
und den Tälern des Pescara und des unteren Sangro)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

der

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

Albert Bally

von Aarau

Begutachtet von

Prof. Dr. R. Staub

Prof. Dr. W. Leupold

Zürich 1954

Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen

(Gebiet zwischen der Ebene von Sulmona und den Tälern des Pescara und des unteren Sangro)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

der

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

Albert Bally

von Aarau

Begutachtet von

Prof. Dr. R. Staub

Prof. Dr. W. Leupold



*Meinen Eltern
und
meiner Frau
gewidmet*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	1
I. Geographisch-geologische Uebersicht des Untersuchungsgebietes	3
A. Lage, Grenzen, Umfang	3
B. Klima	3
C. Vegetation	4
D. Allgemeine Gliederung und Uebersicht	4
1. Die Unterquartäre Hochebene von Chieti	4
2. Das Gebiet zwischen Sangro- und Aventinotal	5
3. Die Montagna della Maiella und der Monte Porara	5
4. Die Depression von Caramanico	6
5. Die Montagna del Morrone und deren Fortsetzungen	7
a. Die Depression von Roccatagliata	7
b. Der Mte. Roccatagliata	7
c. Durchbruchsschlucht des Pescaraflusses	7
d. Montagna del Morrone	7
e. Die Hügel von Campo di Giove	8
6. Die Ebene von Sulmona	8
II. Historisches, Problemstellung, Untersuchungsmethoden	9
A. Kurze Zusammenfassung der geologischen Literatur	9
B. Problemstellung, Untersuchungsmethoden	12
C. Topographische Unterlagen	13
D. Bearbeitung des Fossilmaterials	13
E. Bemerkungen zu den Beilagen	15
F. Erläuterung grundlegender Begriffe	16
Chorologisch-bathymetrische Einteilung S. 18, Fazies S. 16, Bionomische Einteilung	
S. 18, Einteilung der Biozoenosen S. 19, Einteilung der rezenten marinen Sedimente	
S. 19, Nomenklatur von Riffen S. 19, Korngrößen S. 20.	

	Seite
III. Stratigraphie des Gebietes zwischen F. Aventino und F. Sangro	21
A. Einleitung	21
B. Stratigraphie	21
1. Die argille scagliose und ihre Einschaltungen (Oberkreide und Eozän?)	21
a. Definition und Einteilung	21
b. Die argille scagliose s.s.	22
c. Radiolariengesteine und Kohlen der Serie von Taranta	23
(1) Definition	23
(2) Profile	23
(3) Allgemeine Probleme der Radiolarite und Kieselgesteine	24
(4) Nomenklatur der Radiolarien- und Kieselgesteine	26
(6) Lithologische Beschreibung der Serie von Taranta	27
(7) Lithologische Beschreibung der Radiolarien- und Kieselgesteine von anderen Fundorten	29
(8) Sedimentationsverhältnisse von Taranta	30
(9) Bemerkung zu den Radiolarien	31
(10) Diskussion der Genese der Radiolariengesteine unseres Untersuchungsgebietes	33
d. Erzvorkommen	40
e. Diverse Einschaltungen der argille scagliose	40
(1) Dichte, dunkelrote Kalkbrekzien	40
(2) Poröse, kreidige, klastische, verschiedenfarbige Kalke	40
(3) Rotbraune, limonitische Dolomite	40
(4) Dunkelrotbraune Fucoidenkalke	41
(5) Dichte graue-weiße «lithographische Kalke»	41
(6) Scaglia rossa mit Globotruncana stuarti	41
f. Alter und Fossilinhalt der argille scagliose-Formation	41
g. Genetische Deutung der gesamten argille scagliose-Formation	43
2. Die Toretta serie	44
a. Definition und Aufschlüsse	44
b. Profile	45
(1) Profil Torretta	45
(2) Profil Calvario	45
(3) Profil Roccascalegna I	46
(4) Profil Roccascalegna II	46
(5) Profil Rio Secco	46
(6) Profil Serra Civita	46
(7) Profil Montenerodomo	47
c. Mächtigkeit	47
d. Lithologie	47
(1) Graue, oft rötliche verfärbte Mergel	47
(2) Weiße, oft rötlich verfärbte Globigerinenmergelkalke = Palombaromergel	48
(3) Glastuffe und Uebergangstypen zu den Globigerinenmergelkalcken	49
(4) Graue-graubraune, mergelige Kalke mit Bryozoenrümern	50
(5) Fein-kleinkörnige, braune Kalkbrekzien	51
(6) Mittel-grobkörnige, polygene Kalkbrekzien	51
e. Lithogenese	52
(1) Globigerinenmergelkalke	52
(2) Tuffe	52
(3) Kalkbrekzien	53

	Seite
f. Fossilinhalt	55
3. Die obermiozänen und jüngeren Sedimente	60
IV. Stratigraphie der Kalkmassive	60
A. Die Kreide	60
1. Einleitung und Bemerkungen zur Untersuchung und Darstellung der Kreidesedimente	60
2. Stratigraphische Detailprofile	62
a. Profil (1) Monte della Grotta	62
b. Profil (2) Roccacasale	62
c. Profil (4) Morrone di Pacentro	63
d. Profil (5) Colle Ardinghi	63
e. Profil (6) Monte Porrara	63
f. Profil (7) Serra San Nicola und oberes Valle Lettopalena	64
g. Profil (8) Sera Carracino	64
h. Profil (12) Tavola Rotonda	64
i. Profil (15) Fonte di Maiella	65
k. Profil (16) Valle di Selva lunga	65
l. Profil (17) Monte Amaro	65
m. Profil (18) Iaccione	66
n. Profil (19) Macerone	67
o. Profil (21) Pianogrande	67
p. Profil (24b) Pennapiedimonte	67
q. Profil (22) Santo Spirito	67
r. Profil (24) Madonna della Mazza	68
s. Profil (27) Le Piane	68
3. Mächtigkeit	69
4. Lithologie und Lithogenese	69
a. Riff-Gesteine im engeren Sinn	70
(1) Rudisten-, Hydrozoen-, Korallenkalke	70
b. Gesteine der Vorriffzone oder Riff-Außenzone	71
(1) Grobkörnige Rudistentrümmerkalke	71
(2) Grobkörnige Rudistentrümmer-Konglomerate	71
(3) Mittel-feinkörnige Rudistentrümmerkalke	71
(4) Feinkörnige-dichte Trümmerkalke	72
(5) Scaglia-Kalke	72
(6) Tonige Zwischenlagen	73
(7) Dichte, weiße, kristalline, marmorähnliche Kalke	73
(8) Kieselknollen, Kieselagen und Verkieselungserscheinungen	74
c. Gesteine der Hinter-Riff-Zone	75
(1) Grob-mittelkörnige Rudistentrümmerbrekzien	76
(2) Grob-kleinkörnige Brekzien unerklärbarer Herkunft	76
(3) Dichte gelbliche, weißliche, braune-milchkaffeeefarbene Kalke	77
(4) Gastropodenkalke	78
(5) Schlierenkalke	78
(6) Gruppe der oolithischen Kalke	79
(7) Echinodermenkalke	81
(8) Dolomitische Kalke und Dolomite	81
d. Kontinentale, eventuell pseudokontinentale Gesteine	85

	Seite
(1) Komplex der Charakalke	85
(2) Bauxite und verwandte Bildungen	85
5. Fossilinhalt	89
a. Einleitung	89
b. Fossilien	89
(1) Foraminifera	89
(2) Radiolaria	90
(3) Hydrozoa	90
(4) Hexacoralla	91
(5) Echinodermata	91
(6) Brachiopoda	91
(7) Ostracoda	91
(8) Pachydonta	91
(9) Gastropoda	92
(10) Thallophyta	92
c. Paläontologisch-stratigraphische Resultate	92
6. Paläogeographie und Paläo-öekologie	93
a. Einführung	93
b. Allgemeine Bedingungen	94
c. Fazieszonen	94
(1) Kontinentale Fazies	94
(2) Hinterriff-Fazies	95
(3) Riff-Fazies	95
(4) Vorriff-Fazies	96
(5) Zone der argille scagliose	97
d. Zeitlich-räumliche Verschiebungen in der Lage der Fazieszonen	98
B. Stratigraphie des Tertiärs	99
1. Allgemeines und Aufschlüsse	99
2. Profile	100
a. Profil (3) Jazzo Piccolo	100
b. Profil (7) Serra San Nicola	100
c. Profil (9) Valle Lettopalena	101
d. Profil (10) Valle Lettopalena II	101
e. Profil (11) Valle Lettopalena I	102
f. Profil (12) Tavola Rotonda	103
g. Profil (13) Colle Acquaviva	103
h. Profil (14) Taranta	104
i. Profil (15) Fonte di Maiella	105
k. Profil (16) Valle di Selva lunga	105
l. Profil (17) Monte Amaro	106
m. Profil (18) Jaccione	107
n. Profil (19) R. Macerone	108
o. Profil (20) Caramanico	109
p. Profil (22) Sto Spirito	113
q. Profil (23) Piano del Fucire	113
r. Profil (25) L'ago dell'Orso	114
s. Profil (26) Fosso St. Angelo	114
t. Profil (28) Acquafredda	115
u. Profil (29) Lavino	116
v. Profil (30) F. Orte	117

	Seite
3. Mächtigkeit	118
4. Lithologie und Lithogenese	119
a. Detritische Kalke	119
(1) Feinkörnige bis dichte, braune, manchmal gelblich bis weißliche Kalke	119
(2) Eigentliche detritische Kalke, Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate	120
b. Kieselknollen und Lagen	122
c. Glaukonitische Kalke	122
d. Mergelige und tonige Kalke	123
e. Durch ihren Fossilinhalt gekennzeichnete Kalke	124
aa. Alveolinenkalke	124
bb. Nummulitenkalke	124
cc. Bryozoen-Lepidocycluskalke	124
dd. Discocycluskalke	125
ee. Heterosteginenkalke	125
ff. Lithothamnienkalke	125
gg. Korallenkalke	125
hh. Molluskenkalke	125
ii. Globigerinen- und Globorotalienkalke	125
5. Das Paleozän	126
a. Verbreitung und Allgemeines	126
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	126
(1) Die klein-mittel-grobkörnigen Brekzien und detritischen Kalke	126
(2) Die Fossilien der dichten, feinkörnigen, selten etwas glaukonitischen Kalke	126
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	127
(1) Biofazies mit <i>Miscellanea</i> sp. und <i>Rotalia</i>	127
(2) Biofazies der Kalke mit <i>Globigerina</i> und <i>Globorotalia</i>	127
d. Paläogeographie	128
6. Das Ypresien	129
a. Allgemeines und Verbreitung	129
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	129
(1) Die klein-mittelkörnigen Nummulitenkalke	129
(2) Die klein-mittelkörnigen detritischen Alveolinen-Nummuliten-, Assilinenkalke	129
(3) Die klein-mittelkörnigen, meist pseudo-oolithischen Alveolinenkalke	130
(4) Kalke mit <i>Orbitolites complanata</i>	130
(5) Feinkörnige Miliolidenkalke	130
(6) Feinkörnige-dichte Kalke	130
(7) Die basalen Brekzien des Ypresien	130
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	132
(1) Biofazies der Alveolinen-, Orbitolites- und Miliolidenkalke	132
(2) Biofazies der detritischen Nummulitenkalke	133
(3) Die Biofazies der Globigerinenkalke	133
d. Paläogeographie	133
7. Das Lutetien	134
a. Verbreitung und Allgemeines	134
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	134
(1) Die feinkörnigen bis dichten, manchmal etwas bituminösen braunen Kalke	134
(2) Kompakte Miliolidenkalke	134
(3) Die Fossilassoziaton der Nummulitenkalke	134
(4) Nummuliten-Discocycluskalke des mittleren Lutetien	135

	Seite
(5) Nummulitenkalke des oberen Lutetien	135
(6) Grobkörnige Kalkbrekzien des oberen Lutetien	135
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	141
(1) Biofazies der dichten, braunen Kalke	141
(2) Biofazies der Miliolidenkalke	141
(3) Biofazies der Nummuliten- und Discocyclinenkalke	141
(4) Biofazies der Globigerinenkalke	142
d. Paläogeographie des Lutetien	142
8. Das Priabonien	143
a. Allgemeines und Verbreitung	143
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	143
(1) Die pseudo-oolithischen Miliolidenkalke	143
(2) Die feinkörnigen-dichten, braunen, kompakten Kalke	143
(3) Klein-mittelkörnige, manchmal etwas pseudo-oolithische Kalke	143
(4) Klein-mittelkörnige Kalke mit Nummuliten	143
(5) Klein-mittelkörnige Kalke mit Chapmanina	143
(6) Feinkörnige, oft etwas mergelige oder auch kreidige Globigerinenkalke	143
(7) Korallenriffkalke	144
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	145
(1) Biofazies der feinkörnigen-dichten Kalke	145
(2) Biofazies der Kalke mit Nummulites fabianii	146
(3) Biofazies der Kalke mit Nummulites incrassatus	146
(4) Biofazies der Kalke mit Chapmanina gassinensis	146
(5) Biofazies der pseudo-oolithischen Milioliden-Kalke	147
(6) Biofazies der Korallenkalke	147
(7) Biofazies der Globigerinenkalke	147
d. Paläogeographie des Priabonien	148
9. Unteres Oligozän	148
a. Allgemeines und Verbreitung	148
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	149
(1) Die fein-kleinkörnigen, detritischen Kalke der nördlichen Maiella	149
(2) Mergelige plattige Globigerinenkalke	149
c. Paläo-oekologische Bemerkungen und Paläogeographie	149
10. Das Chattien-Aquitaniien	150
a. Allgemeines und Verbreitung	150
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	150
(1) Untere fein-mittelkörnige Lepidocyclinenkalke	150
(2) Obere klein-mittelkörnige Lepidocyclinen-Bryozoenkalke	150
(3) Feinkörnige Kalke	151
c. Paläo-oekologische Bemerkungen zum Oligozän	153
(1) Biofazies der Kalke mit kleinen Nummuliten	154
(2) Biofazies der fein-mittelkörnigen Lepidocyclinenkalke	154
(3) Biofazies der Lepidocyclinen-Bryozoenkalke	154
(4) Biofazies der Globigerinenkalke	154
d. Paläogeographie des Oligozäns	155
11. Das Burdigalien	156
a. Allgemeines und Verbreitung	156
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	157
(1) Fein-mittelkörnige, glaukonitische Kalkbrekzien	157
(2) Fein-kleinkörnige, glaukonitische Bryozoenkalkbrekzien	157
(3) Feinkörnige, glaukonitische Kalke mit dunklen Kieselknollen	157

	Seite
(4) Fein-kleinkörnige, braune, glaukonitische Kalke mit Bryozoen und Miogypsinen	157
(5) Feinkörnige, plattige, meist etwas mergelige glaukonitische Globigerinenkalke	157
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	158
(1) Biofazies der fein-mittelkörnigen, glaukonitischen, detritischen Kalke	158
(2) Biofazies der fein-kleinkörnigen Globigerinenkalke	159
(3) Biofazies der feinkörnigen, oft etwas mergeligen Globigerinenkalke	159
d. Paläogeographie des Burdigalien	160
12. Das Helvetien	160
a. Allgemeines und Verbreitung	160
b. Fossilinhalt und Alterszuteilung	160
(1) Mergelige, manchmal etwas sandige Pectenkalke	161
(2) Mergelige Lithothamniienkalke	162
(3) Feinkörnige, etwas bituminös sandig erscheinende Kalke	162
(4) Weiße, kompakte, oft aber auch sehr poröse Lithothamniienkalke	162
(5) Fein-kleinkörnige, gelbliche Heterosteginakalke	162
c. Paläo-oekologische Bemerkungen	167
(1) Biofazies der Austernkalke	167
(2) Biofazies der Kalke mit Terebratula und Seeigeln	167
(3) Biofazies der Pectenkalke	167
(4) Biofazies der Heterosteginakalke	167
(5) Biofazies der feinkörnigen Kalke mit Elphidium und Amphistegina	168
(6) Biofazies der Lithothamniienkalke	168
(7) Biofazies der Globigerinenkalke	168
d. Paläogeographie des Helvetien	168
13. Das Tortonien	169
V. Stratigraphie der obermiozänen, pliozänen, quartären und rezenten Ablagerungen	172
A. Einleitung und Uebersicht	172
B. Die Ton und Sandsteinformation des Mio-Pliozän	172
1. Definition	172
2. Verbreitung	173
3. Abgrenzung und Mächtigkeit	173
4. Lithologie und Lithogenese	173
a. Die Tone und Mergel	173
b. Die Sandsteine	174
c. Mittel-grobkörnige Quarzsandsteine	175
d. Konglomerate mit kristallinen Komponenten	175
(1) Komponenten des Vorkommens von F. Vella	175
(2) Komponenten des Vorkommens vom Colle Lungo	176
(3) Herkunft der Komponenten	177
e. Dichte Kalkbrekzien	178
f. Gypslinsen	179
5. Fossilinhalt	180
6. Stratigraphie	180
7. Paläogeographie	181

	Seite
C. Das Pliozän-Unterquartär	182
D. Die Ablagerungen des Pleistozäns	183
VI. Die Tektonik des Untersuchungsgebietes	188
A. Einleitung	188
B. Zur Tektonik der Kalkmassive	188
1. Brüche und mit diesen zusammenhängende Erscheinungen	188
a. Direkt beobachtbare Erscheinungen	188
(1) Einzelverwerfungen	188
(2) Bruchzonen	188
(3) Zonen extremer Klüftung	191
(4) Schleppungserscheinungen	191
b. Indirekt beobachtbare, meist aus der Topographie abzuleitende Erscheinungen	191
c. Die Richtung der Bruchsysteme	192
d. Die räumliche Stellung der Verwerfungsflächen	193
e. Geometrisches Bild der Bruchtektonik der Kalkmassive	195
C. Zur Tektonik der argille scagliose-Zone	198
1. Die Injektionen der argille scagliose	199
2. Diapir-ähnliche Strukturen der argille scagliose	199
3. Ausquetschung der argille scagliose wegen zu starker Belastung darüberliegender Sedimentserien	199
4. Verwerfungen in der argille scagliose	199
5. Aufschiebungen der argille scagliose und Verschuppungserscheinungen	200
6. Schwimmende Schollen der jüngeren Serien	200
D. Tektonik der mio-pliozänen und quartären Zonen	201
E. Zur Tektonik des Untersuchungsgebietes, allgemeine Fragen	202
1. Brüche und Lineamenttektonik	202
2. Mechanismus und Bewegungsrichtung der tektonischen Deformation	203
3. Scaglia-argille scagliose - Vulkanismus und das Verhältnis der argille scagliose-Zone zu den Kalkmassiven des Untersuchungsgebietes	205
F. Die Verteilung und Entwicklungsgeschichte der tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes	208
1. Die Ebene von Sulmona	208
2. Die Montagna del Morrone, die Hügel von Campo di Giove und des Monte Porrara	209
a. Block des Monte Roccatagliata	209
b. Block des Colle Castiglione	210
c. Block des Monte della Grotta	211
d. Block der Montagna del Morrone	212
e. Block des Monte Corvo	213

	Seite
f. Block des Monte Capo d'Acero-Colle San Pietro	214
g. Blöcke der Hügel von Campo di Giove	215
h. Ebene des Piano Cerreto südlich Campo di Giove	215
i. Block des Monte Porrara	215
k. Block der Serra Campanile	217
l. Schuppe des Colle San Germano	217
3. Die Depression von Caramanico	217
a. Die Schuppenzone von Corvara-Caramanico	218
4. Die Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico	218
a. Die Queglia von Corvara	218
b. Colle d'Oro	219
c. Colle Cantalupo	219
5. Querzonen, die von der Depression von Caramanico ihren Ausgang nehmen	220
a. Die Depression von Roccatagliata	220
b. Die nördliche Fortsetzung der Depression von Caramanico	220
c. Die Zone von Fonte Fredda-Colle Affogato	220
d. Die Querzone des oberen Vellatales	221
6. Die Montagna della Maiella	221
a. Die südliche Maiella	222
b. Die östliche, zentrale Maiella	222
c. Die nördliche Maiella	223
7. Die östliche mio-pliozäne Umrandung der Maiella	224
8. Die Zone der argille scagliose zwischen Aventino- und Sangrotal	225
9. Die Zone der pliozänen und quartären Sedimente	227
G. Einige Daten zur geophysikalischen Charakteristik des Untersuchungsgebietes	228
H. Bemerkungen zur Morphologie	229
I. Eingliederung der tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes in die Gesamt- tektonik der Apenninenhalbinsel und Vergleich mit anderen Gebieten	232
1. Einleitung und allgemeine tektonische Aspekte	232
2. Die Stratigraphie und die Elemente der «Abruzzenscholle des Zentralapennins»	235
3. Weitere Vergleiche mit anderen der Abruzzenscholle naheliegenden Gebieten	240
4. Die Beziehungen unserer argille scagliose mit denen anderer Gebiete Italiens	241
VII. Bemerkungen zu den Erdöl- und Asphaltlagerstätten des Untersuchungsgebietes	244
A. Die Erdölvorkommen von Tocco da Casauria	244
B. Die Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes	245
1. Das Vorkommen von Acconciatura im Valle Forcone	245
2. Das Asphaltkalklager von Santo Spirito	245
3. Die Vorkommen der obersten Maiellagipfel	246
4. Das Vorkommen im Tal von Taranta	247
5. Die Asphaltkalklager von Acquafredda-Fosso St. Angelo	247

	Seite
6. Die Asphaltkalklager der Valle Romana und des Fosso Crocefisso	247
7. Gruppe der Asphaltkalklager von Lettomanoppello, auf der linken Seite des Lavinotales	249
8. Die Asphaltkalklager von San Giorgio-Cuano-Pilone und Quota	249
9. Analysen der Asphaltkalke von Thiel	250
10. Weitere lokale Asphaltvorkommen und bituminöse Gesteine des Untersuchungsgebietes	250
a. Kreide	251
b. Eozän	251
c. Aquitanien-Chattien	251
d. Burdigalien	251
e. Helvetien	251
f. Mio-Pliozän	251
g. Quartär	252
h. Vorkommen in Bruchzonen	252
i. Gebiet der argille scagliose	252
C. Gas, Schwefelwasserquellen und Schlammvulkane im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung	252
D. Die bituminösen Schichten des Monte Camicia	253
E. Die Bohrtätigkeit in den SE-Abruzzen	253
F. Zur Genese der Erdöl- und Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes	254
1. Einführung	254
2. Erdölmutterformationen	254
a. Bituminöse Schiefer und Dolomite der Trias	254
b. Riffkomplexe der Kreide	255
c. Nummulitenkalke, Bryozoen-Lepidocyclinenkalke und Lithothamnienkalke.	
d. Die Uebergangsformation der Tone und Schiefermergel des Tortonien	255
e. Die Radiolariengesteine der Serie von Taranta	255
3. Akkumulationsmöglichkeiten und Reservoirgesteine	256
4. Zukünftige Untersuchungen	257
Zusammenfassung	259
Summary	261
Literaturverzeichnis	265

VERZEICHNIS DER BEILAGEN

- Tafel I Stratigraphische Kolonnenprofile der Montagna del Morrone und der Montagna della Maiella
- Tafel II Stratigraphisches Schema; Gebiet zwischen Maiella-Ostseite und Sangrotal
- Tafel III Geologische Kartenskizze des Gebietes zwischen der Ebene von Sulmona und den Tälern des Pescara und des Sangro. — SE-Abruzzen — 1:50 000
- Tafel IV Tektonische Kartenskizze des Apennins der SE-Abruzzen 1:50 000
- Tafel V Geologische Querprofile durch das Gebiet zwischen der Ebene von Sulmona und den Tälern des Pescara und des Sangro. — SE-Abruzzen — 1:50 000
- Tafel VI Skizzen zur Faziesverteilung und Paläogeographie in den SE-Abruzzen
- Tafel VII Die stratigraphische Verbreitung einiger wichtiger Foraminiferen in den SE-Abruzzen
- Tafel VIII Zusammensetzung aufgearbeiteter Foraminiferenassoziationen in verschiedenen Horizonten der Torrettaserie (Gebiet des F. Aventino und F. Sangro)
- Tafel IX Ausbisslinien von Bruch- und Aufschiebungsflächen am N-Ende der Montagna del Morrone
- Tafel X 1. Aufrißskizze Westseite Montagna della Maiella und Porrara
2. Aufrißskizze Ostseite Montagna del Morrone
3. Aufrißskizze Westseite Montagna del Morrone
- Tafel XI Aufrißskizzen der beiden Talseiten der Schlucht von Pacentro
- Tafel XII Verwerfungserscheinungen in den SE-Abruzzen
- Tafel XIII Skizzen zur Geologie der argille scagliose

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. STAUB im Sommer 1946 begonnen. Die geologischen Feldaufnahmen, insbesondere die Aufnahme stratigraphischer Profile und die Kartierung einiger Teilgebiete wurde in den Jahren 1946, 1947, 1948 und 1950 ausgeführt. Das Material wurde zum kleineren Teil gleichzeitig untersucht, während der Hauptteil in den Jahren 1951 und 1952 im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität in Zürich bearbeitet wurde. Einige der in dieser Arbeit niedergeschriebenen Resultate wurden schon in gedrängter Form und in italienischer Sprache veröffentlicht.

Die gesammelten Handstücke sowie die davon angefertigten Dünnschliffe und Anschliffe sind im Geologischen Institut der ETH in Zürich deponiert.

Mit dem Abschluß dieser Dissertation und meines Studiums ist es mir nicht nur eine Pflicht, sondern auch ein Bedürfnis, allen denen zu danken, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

Zu großem Dank verpflichtet bin ich meinem hochgeschätzten Lehrer Herrn Prof. Dr. R. STAUB für das ständige große Interesse, das er meinen Arbeiten entgegengebracht hat und für eine gründliche Einführung in die Geologie. Durch seine Vorlesungen wie auch durch seine großzügigen tektonischen Synthesen der Alpen, des Apennins, ja des gesamten Mittelmeergebietes weckte er in mir das Interesse für die Probleme dieser Gebiete.

Ganz besonderer Dank gilt meinem verehrten Chef Herrn Prof. W. LEUPOLD, dessen Assistent ich seit Ende 1949 bin. Er verstand es, mich in das Studium der Mikropaläontologie, in die Probleme der praktischen Geologie, insbesondere der Erdölgeologie, und in die Aufgaben der geometrischen und konstruktiven Geologie einzuführen. Er scheute weder Mühe noch Zeit, um meine Arbeit ständig zu überwachen. Die Ueberprüfung der mikropaläontologischen Resultate, zahlreiche Bestimmungen, wichtige Ratschläge beim Zeichnen der Beilagen, sowie die ausführliche Korrektur des Manuskripts sind auf sein ständiges Interesse für die vorliegende Arbeit zurückzuführen. Darüber hinaus stand mir Prof. Dr. W. LEUPOLD auch in persönlicher Beziehung mit guten Ratschlägen immer freundlichst bei.

Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. A. JEANNET für seine Bereitwilligkeit, mich jederzeit zu unterstützen und einige meiner Fossilien nach Möglichkeit zu bestimmen; ebenso Herrn Prof. Dr. H. SUTER für das immer große Entgegenkommen bei meinen Arbeiten im Institut.

Ferner danke ich den Herren Prof. Dr. P. NIGGLI, Prof. Dr. C. BURRI und Prof. Dr. R. L. PARKER für die vorzügliche Einführung in die mineralogischen und petrographischen Wissenschaften.

Gemeinsame Exkursionen und Diskussionen verbinden mich mit meinen Studienkameraden; ihnen bin ich für manche Anregung und guten Ratschlag zu großem Dank verpflichtet. An dieser Stelle möchte ich meinem ältesten Studienkollegen Herrn J. NEHER für seine ständige Hilfe danken.

In Italien wurde ich insbesondere von den römischen Geologen mit größter Gastfreundschaft empfangen. An erster Stelle sei Prof. Dr. R. FABIANI der Universität von Rom gedankt. Auch er zeigte ständiges Interesse für meine Arbeiten. Er stellte mir zahlreiches Untersuchungsmaterial des leider kürzlich verstorbenen Prof. Dr. G. CHECCHIA-RISPOLI zur Verfügung. Unvergesslich bleibt mir die Exkursion nach Elba, die ich unter der Leitung von Prof. Dr. F. ONORATO mitmachen durfte. Die Geologen des Ufficio Geologico von Rom stellten in freundlicher Weise dessen reichhaltige Bibliothek zur Verfügung. Im Sommer 1946 durfte ich die Herren Dr. S. CATALISANO, Dr. A. MORETTI und Dr. S. MOTTA während eines Monats auf ihren Exkursionen im Gebiet des Gran Sasso d'Italia begleiten. Diskussionen mit den Herren Dr. E. BENEIO und Dr. F. SCARSELLA bereicherten meine Kenntnisse der italienischen Geologie.

Herr J. DEMANGEOT, der im benachbarten Gebiet des Gran Sasso d'Italia geomorphologische Untersuchungen ausführte, war mir bei Exkursionen und Diskussionen immer ein guter Kamerad.

Der großzügigen Gastfreundschaft der abruzzesischen Bevölkerung, die von den Wirren des Krieges so schwer heimgesucht wurde, sei hier ganz besonders gedacht.

Im Jahre 1949 unterbrach ich meine Untersuchungen in den SE-Abruzzen, um im Auftrag der Gulf Oil Corporation in SE-Sizilien geologische und stratigraphische Aufnahmen auszuführen. Meinem damaligen Chef, Herrn Dr. E. TRUEMPY, möchte ich für die zuvorkommende Art mit der er mich in die praktische Erdölgeologie einführte, herzlich danken.

Nicht zuletzt gilt meinen Eltern und meiner Frau mein herzlichster Dank. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet. Meine Eltern ermöglichten mir überhaupt mein Studium und standen mir immer mit Rat und Tat zur Seite. Besonders möchte ich meinem Vater danken, der sich der Mühe unterzog, mein Manuskript in stilistischer Hinsicht zu korrigieren. Meine Frau widmete sich während den letzten zwei Jahren der sorgfältigen zeichnerischen Ausführung der Beilagen und der Abschrift des Manuskripts. Wenn die Zeichnungen dieser Arbeit zur Illustration der Geologie der SE-Abruzzen einen wesentlichen Beitrag leisten mögen, so ist dies in erster Linie der Hingabe meiner treuen Helferin zu verdanken.

I. Geographisch-geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes

A. Lage, Grenzen und Umfang

Ca. 139 km E von Rom erhebt sich der Gipfel des Mte. Amaro (2795 m ü. M.), der den Mittelpunkt unseres Untersuchungsgebietes darstellt. Dieses ist ungefähr begrenzt von 41°55' und von 42°18' nördl. Breite, von 1°32' und 1°55' östl. Länge (bezogen auf den Meridian von Rom = 12°27' östl. Greenwich), es bedeckt eine Fläche von ca. 1000 km². Die von uns angenommene Grenzlinie verläuft im N von Popoli zur Stazione di Manoppello, dann durch das Pescaratal, im NE längs der Linie Stazione di Manoppello—Zusammenfluß des Aventino und des Sangro, im Osten längs der, das Aventinotal vom Sangrotal trennenden Wasserscheide, im Süden der Stazione di Palena, im SW längs der Linie Stazione di Palena—Sulmona und im W, in der Ebene von Sulmona, durch die Täler des Gizio- und des Sagittario.

Administrativ gehört das Gebiet zur italienischen Region der Abruzzen, es umfaßt Teile der Provinzen von Aquila, Chieti und Pescara.

B. Klima

Zwischen dem eigentlichen mediterranen Küstenklima mit folgenden Durchschnittstemperaturen: Januar (Monatsmittel im langjährigen Durchschnitt 4°—8°), April (12°—16°), Juli (24°—28°) und Oktober (20°—16°) und dem alpinen Klima der höchsten Gebirgsmassive mit folgenden Durchschnittstemperaturen: Januar (0°—6°), April (0°—4°), Juli 8°—12°, und Oktober (0°—4°) finden sich mancherlei Uebergänge. Der kontinentale Charakter der inneren Abruzzen, der z. B. in der Ebene von Sulmona, mit Temperaturdifferenzen von 20° bis 22° zwischen den Monatsmitteln des Januar und Juli stark ausgesprochen ist, macht, je mehr man sich der adriatischen Küste nähert, einem ausgeglichenen Klima Platz. Betragen in der Ebene von Sulmona die jährlichen Niederschlagsmengen nur 500—600 mm, so werden auf den Gipfeln des Morrone und der Maiella 1400—1600 mm notiert. In den Tälern des Aventino und des Sangro sinken diese auf 600—700 mm und schließlich an der adriatischen Küste auf 500—600 mm herab. Ein primäres, ausgesprochenes Maximum fällt auf die Monate September, Oktober, ein sekundäres schwächeres auf die Monate März und April, ein Hauptminimum auf die Sommermonate Juli und August und ein sekundäres auf den Monat Februar. Jeden Winter fällt Schnee; bis in den August hinein findet man auf der Maiella noch Schneeflecken.

C. Vegetation

In der untersten Zone der immergrünen Gehölze, mit der charakteristischen immergrünen Eiche (*Quercus Ilex*), findet man die typischen Mittelmeermacchien, aber auch schöne *Pinus*-wälder mit dem Aleppokiefer (*P. halepensis*), so z. B. in der Pineta von Pescara. Diese Stufe reicht durchschnittlich bis auf eine Höhe von ca. 200 m, sie findet sich nicht mehr in unserem eigentlichen Untersuchungsgebiet. Der zweite Vegetationsgürtel, derjenige des Laubmischwaldes,

mit laubwechselnden Eichen (*Quercus pubescens*) und Kastanien (*Castanea sativa*), reicht bis auf eine Meereshöhe von 1000 m und 1200 m und dominiert in dieser Zone das Vegetationsbild der Apenninenhalbinsel. Die Wälder sind meist stark reduziert, da die dichte Besiedlung zu einer intensiven Bebauung mit Getreide, Reben, Obstbäumen und Gemüse geführt hat. Typische Vegetationsbilder dieses Gürtels erscheinen an den Talseiten des Pescara und am Nordabfall der Maiella. Der höhere Gürtel ist der des Buchenwaldes; in der Depression von Caramanico umschäumt ausgedehnte, mit steigender Höhe immer niedriger werdende, Buchenwälder, in den Höhen zwischen 1100 m und 1900 m, die Gebirgsmassive. Ihre obere Grenze fällt mit der eigentlichen Waldgrenze zusammen. Die höchste alpine Stufe ist durch eine formenarme alpine Flora vertreten.

D. Allgemeine Gliederung und Übersicht

Von E nach W, d. h. von der adriatischen Küste in die eigentlichen Abruzzen schreitend, durchquert man folgende Einheiten:

1. Die unterquartäre Hochebene von Chieti.
2. Das Gebiet zwischen Sangro- und Aventinotal.
3. Die Montagna della Maiella und der Monte Porrara.
4. Die Depression von Caramanico.
5. Die Montagna del Morrone und deren Fortsetzungen, mit folgenden Abschnitten (von NW nach SE):
 - a. Die Depression von Roccatagliata.
 - b. Der Mte. Roccatagliata.
 - c. Die Schlucht des Pescara.
 - d. Die Montagna del Morrone.
 - e. Die Hügel von Campo di Giove.
6. Die Ebene von Sulmona.

1. Die unterquartäre Hochebene von Chieti

Von der adriatischen Küste steigt eine riesige Hochebene, die ehemalige Küstenebene des Unterquartärs, allmählich gegen das Massiv der Maiella an. Meist rundliche morphologische Formen der Hochfläche wechseln mit den bizzarren «badlands» der bis in die unterliegende unterpliozäne Ton-, Mergelformation eingeschnittenen Täler ab. Weite Kulturen beherrschen das Landschaftsbild. Zahlreiche Städte und Dörfer krönen die höheren und höchsten Punkte der Hochfläche. Wir nennen zuerst Chieti, zur Zeit der punischen Kriege die alte Hauptstadt der Marruciner. Nach der Unterwerfung durch die Römer und nach einer Blütezeit unter den Flaviern tauchte sie in das Dunkel der mittelalterlichen Geschichte unter. Sie gewann erst in der Renaissance und dann wieder in neuerer Zeit an Bedeutung. Weiter sei Lanciano erwähnt, die ehemalige Frentanerstadt, die auch, nach einer römischen Blütezeit, im Mittelalter nochmals durch die Goldschmiedekunst, durch die Keramik und andere Kunsthandwerke zu einem Marktzentrum von europäischer Bedeutung wurde. Die beiden Städte bilden heute Ausgangspunkte der meisten, in unser Gebiet führenden Autocarlinen. Die Hochebene reicht nur bis an den NE-Rand unseres Gebietes, wo sie das Gebiet zwischen den Flüssen Pescara und Aventino einnimmt. Sie erreicht hier Meereshöhen von über 500 m. Von den zahlreichen kleineren Städtchen und Dörfern dieses Gebietes sei besonders Guardiagrele (577 m) erwähnt mit einer wunderschönen Rundschau auf das Massiv der Maiella und auf die weit ausladende Hochebene, mit ihrer Geschichte und mit einzigartigen Kunstschatzen. Die Stadt ist die Heimat des bekannten Nicola da Guardiagrele, eines trefflichen Goldschmieds und Schülers des Florentiners Lorenzo Ghiberti. Eine untergeordnete, in die Hochebene eingeschachtelte, jüngere Quartärebene ist diejenige von Rapino (400 m), einem der bekannten abuzzesischen Keramikerdörfer. Die prächtigen Eichen- und Kastanienwälder der Gegend, haben den Keramikern manches Dekorationsmotiv geliefert.

2. Das Gebiet zwischen Sangro- und Aventinotal

Der besondere Charakter dieser Region ist bedingt durch die eigenartige Struktur der durchgehend ihren tieferen Untergrund bildenden, rotbraunen «argille scagliose»-Tone und der höheren Ton-Sandsteinformation des Mio-Pliozäns einerseits, durch die harten, morphologisch stark hervortretenden Felszacken und Rippen der oligo-miozänen Torrettaserie andererseits. Die leichter erodierbaren Tone sowohl der argille scagliose als auch des Mio-Pliozäns geben Anlaß zur Bildung von öden «badlands» (ital. calanchi), die jede Bodenbebauung ausschließen. Einen fast gespenstischen Eindruck machen im Sommer die ausgetrockneten Gegenden des mittleren Rio Seccotales, der Regione Liarosa (2 km S Roccascalegna), und die tre Valloni, auf halbem Weg an der Straße zwischen Palombaro und Fara San Martino. Im Winter, vor allem aber im Frühling, sind alle Wege und Pfade von aufgeweichten Tonen oft derart verschlammmt, daß man nicht selten bis an die Fußknöchel im Schlamm versinkt. Im starken Kontrast hierzu stehen die wildkühnen Bergspitzen (Mte Pizi 1332 m, la Morgia 826 m), die oft verkarsteten Hochplateaus (Colle dell'Irco 981 m) der oligo-miozänen Brekzienserie und einzelne unförmige Gypsklötze (Gessopalena 767 m) und Brekzienbänke (Roccascalegna 430 m) des Mio-Pliozäns. Die Siedlungen des Gebietes sind auch hier auf den höchsten Punkten der Felszacken angelegt. Als wichtige Ortschaften seien erwähnt Palombaro (536 m), Casoli (380 m), mit seiner schönen Kirche, Roccascalegna (430 m), mit der romantischen Burgruine, die vom Krieg vollständig zerstörten Städtchen Gessopalena (654 m), Torricella Peligna (901 m), Colledimacine (760 m), Fallascoso (920 m) und Montenerodomo (1130 m). Ueberall trifft man hier die Zeugen der langen geschichtlichen Vergangenheit, so das Theater des samnitischen Juvavum, oder die Kunstschatze der Renaissance, die in den kleinen, aber so schönen Kirchen aufbewahrt sind. Vergessen wir aber nicht die Erinnerung an die jüngere Zeit, die des abruzzesischen Brigantenwesens, dieses wohl letzte Aufbegehren der freiheitsliebenden abruzzesischen Bevölkerung gegen die übermäßige Zentralisierung des heutigen Italiens. Dann kam die große Cassino-Sangroschlacht des letzten Krieges, die gerade in dieser Gegend die verheerendsten Wirkungen zeitigte und auch nach dem Kriege, zur Zeit meiner Untersuchungen, noch zahllose Minenopfer forderte.

3. Die Montagna della Maiella und der Monte Porara

Im Süden aus dem tiefeingeschnittenen mittleren Aventinotal, im Norden aus dem Rand der Pliozän-Unterquartär-Hochebene brück auf fast 2800 m emporsteigend, erscheint die gigantische Aufwölbung des Maiellamassives. Der östliche Saum des Gebirges wird vorwiegend von den Sedimenten der Ton-Sandsteinformation des Mio-Pliozäns gebildet, die auch hier von «badlands»-bildenden Bächen zerschnitten werden. Große Schuttmassen, stellenweise auch Bergstürze und Reste alter frühquartärer Ebenen (besonders eindrucksvoll die Travertinebene von Montepiano [644 m], 3 km SE Serramonacesca) bedecken diese Randzonen. Hier liegen die Städtchen Palena (767 m), Taranta Peligna (455 m), beide ehemals berühmt durch ihre Textilindustrie, Lama dei Peligni (669 m), Fara San Martino (440 m), durch seine hervorragenden Teigwaren in ganz Italien bekannt, Pennapiedimonte (669 m), Pretoro (550 m) und Serramonacesca (245 m). Das eigentliche Massiv der Maiella ist nicht besiedelt. Die im allgemeinen NS verlaufende Kammlinie der Maiella erreicht im Norden bei der Maielletta (1995 m) einen ersten Höhepunkt, doch bald schwingt sie sich zu den höchsten Gipfeln, dem Monte Cavallo (2178 m), der Cima delle Morelle (2592 m), dem Monte Acquaviva (2737 m) und dann nach einem zeitweisen Schwenken in die W-Richtung zum Pesco Falcione (2646 m) und zum Monte Amaro (2795 m) auf. Dieser ist der höchste Gipfel der Maiella. Dann senkt sich die Kammlinie über eine große Zahl unbenannter Gipfel zur Tavola Rotonda (2404 m) und weiter südlich noch mehr zum Guado di Cocci (1650 m) herab, um sich neuerdings zunächst auf die Höhe des Serra Campanile (1802 m) und des Monte Porrara (2136 m) empor zu heben und um schließlich bei der Stazione di Palena (1240 m), ganz auf die Ebene von Quarto Santa Chiara herabzusinken.

Der breite Gipfelrücken der Maiella ist von endlosen Schuttmassen bedeckt; von einer Höhe von ca. 1900 m an muß der obere Teil der Maiella als immense Schuttruine bezeichnet werden. Die hauptsächlich kretazischen und eoänen Kalke wurden durch Verwitterung im Laufe der Zeit tiefgründig zerstört, so daß die meist sanft abgerundeten Gipfel nicht allzu steil

stehenden Terrainflächen von einem dichten Schleier autochthoner Schuttmassen bedeckt wurden. An den Steilabfällen der Täler bilden die Schuttmassen riesige Schuttkegel. Hier und da schauen einige Korallen- und Rudistenriffe aus den Schuttfeldern hervor, so das mondlandschaftartige Gepräge der Gegend noch mehr betonend. Sowohl die Gipfelfläche wie die seitlichen Steilhänge der Bergmassive sind wasserlos.

Die Maiella ist hauptsächlich aus Kalken der Oberkreide und des Eozäns aufgebaut, die im Norden von Oligozän- und Miozänsedimenten bedeckt sind. In diese wurden zahlreiche cañonartige, heute ebenfalls meist trockene Schluchten mit oft mehr als 1000 m hohen Wänden eingeschnitten. So ist das Tal von Taranta geartet, ferner das von ungeheuren Schuttmassen erfüllte Tal der Macchia lunga, an dessen wildem, schluchtartigem Ausgang das Städtchen Fara San Martino liegt; weiter nördlich folgt ein gleichartiges, von Menschen fast nie betretenes Tal, die Valle Serviera, noch weiter nordwärts der romantische Einschnitt des Tales «la Valle» und schließlich mündet bei Pennapiedimonte das etwas freundlichere Vallone delle tre Grotte ein, dessen Seitental, die Valle Selvaromana, für den normalen Touristen aber wiederum fast unbegebar ist. Alle diese Täler gehören in das Einzugsgebiet des Aventino, und somit letzten Endes in dasjenige des Sangroflusses. Auch im Norden, dem Flusse Pescara zugehörig, findet man tiefeingeschnittene Cañons: die Valle Acquafredda, das Forotal, das Tal von Capo d'Acqua, den Fosso S. Angelo und das einzigartige Vallone di Santo Spirito, mit der aus dem IX. Jahrhundert stammenden Abtei. Wohl das eindrucksvollste dieser Täler ist aber doch das Tal des Orfento, welches nach einer tiefen Schlucht bei Caramanico in den Ortefluß mündet. Die wenigsten dieser Täler enthalten einen nicht versiegenden Talbach.

An der SE-Seite der Maiella sieht man, entsprechend der topographischen Böschung der Gebirgsflanke, nur mit etwas steilerem Einfallswinkel, die eozänen Kalkformationen und deren miozäne Bedeckung gegen SE eintauchen. Im NW dagegen fällt dieser gleichmäßige Schichtabfall von zahlreichen Brüchen gestört; im N wiederum fällt das Miozän allmählich flach gegen NE unter das Mio-Pliozän des Pescaratales. Hier befinden sich als Zentren der Asphaltindustrie die Städtchen Lettomanoppello (370 m), Manoppello (200 m), Roccamorice (520 m), Abbatteggio (450 m) und schließlich die Ortschaft Scafa im Pescaratal mit dem eigentlichen Fabrikationszentrum. Oliven- und Feigenbäume wechseln hier mit Getreidefeldern ab.

Die W-Seite der Maiella ist eine lange komplexe Bruchzone, die ihrerseits die E-Grenze der Depression von Caramanico darstellt. Das strukturelle Südende der Maiella bildet der Guado di Cocci-Paß, der von Campo di Giove nach Palena führt. Südlich dieses Passes schließt sich der kleine, aus Kalken der Oberkreide aufgebaute, antiklinale Horst der Serra Campanile an, der seinerseits wieder durch das größere, ebenfalls horstartige, Kreidemassiv des Monte Porrara abgelöst wird. Dieses ist im Westen durch den F. Aventino, im Süden durch die Ebene des Piano Cerreto begrenzt. Zahlreich sind die Karstphänomene im Gebiet der Maiella, von denen besonders die, bis in den späten Sommer hinein mit Schnee gefüllten, reihenförmig angeordneten Trichter der Schuttdolinen auffallen. Ebenso eindrucklich sind die zahlreichen Höhlen und Grotten: Die Grotta del Cavallone, in die d'Annunzio den 2. Akt der Tragödie «La figlia di Jorio» verlegt hat, die Grotta Canosa, die Grotta San Giovanni und die zahlreichen notdürftig eingerichteten Höhlen der Schäfer. Vielerorts wurden auch Karrenbildungen beobachtet.

4. Die Depression von Caramanico

Westlich schließt sich die, hauptsächlich von mio-pliozänen Tonen und Sanden, pleistozänen und rezenten Schuttmassen aufgefüllte Depression von Caramanico an. Sie wird im Norden vom Pescaratal (ca. 250—200 m) begrenzt, im Westen vom Morrone und im Osten von der Maiella und endet im Süden spitz in den Paß des Guado della Puttana (1387 m). Der N-Teil der Zone wird durch den am Längpaß Guado San Leonardo (1285 m) entspringenden, in seiner Längsaxe gegen N dem Pescara zufließenden Ortefluß entwässert. Einzig der Teil südlich des genannten Längspasses wird nach der Ebene von Sulmona hin entwässert. Die meist gerundeten morphologischen Formen werden hier und da von «badlands» unterbrochen. Die Gegend ist stark kultiviert: Oliven und Reben findet man bis zu 600 m Höhe, vor allem aber spielt Getreide eine wichtige Rolle. Wichtige Ortschaften dieser Zone sind San Valentino (457 m), Bolognano (276 m), Salle (520 m), Caramanico (600 m), mit der prächtigen, gotisch beeinflussten Santa Maria Maggiore und mit dem bekannten Schwefelwasser-

quellen, kurz vor Caramanico befindet sich das Dörflein S. Tommaso mit einer schönen Kirche aus dem 12. Jahrhundert, dann S. Eufemia (870 m) und schließlich Roccacaramanico ((1050 m). Vom Guado San Leonardo (1285 m) und den ausgedehnten Buchenwäldern der Gemeinde Pacentro aus gelangt man nach Campo di Giove (1064 m), in dessen Kirche sich ein prächtiger, holzgeschnittener Chor befindet. Die hochgelegenen, im Sommer goldgelben, Getreidefelder dieser Gemeinde bilden zusammen mit dem Grün der Buchenwälder und den verschiedenen blauen Tönungen der Berge einen einzigartigen malerischen Anblick. Als Unter-elemente dieser Zone seien im Norden die hochgelegene Travertinebene von Tocco da Casauria (356 m) und die etwas tiefer gelegene Ebene von Torre dei Passeri (175 m), mit ihren zahlreichen Olivenhainen genannt. Erinnern wir hier noch an die 871 gegründete romanische Abtei von San Clemente a Casauria. Die Einfachheit ihrer Architektur steht im Kontrast zur mediterranen Vegetation und zu den gewaltig aufstrebenden Kalkmassen der Maiella im Süden und des Morrone im Westen. Als weiteres Unterelement dieser Zone sei die Schuppenzone von Tocco da Casauria erwähnt, die die Hügel des Colle d'Oro und des Colle Cantalupo, steil aufgeschobene Schuppen des Miozäns und der Oberkreide, umfaßt. Ihre Fortsetzung ist im Norden die Queglia von Corvara. In dieser Unterzone befindet sich ca. 2 km südlich Tocco da Casauria ein kleines, produktives Erdölfeld.

5. Die Montagna del Morrone und deren Fortsetzungen

Dieses SE—NW streichende Kalkmassiv gliedern wir von NW nach SE in folgende Unter-elemente:

a. Die *Depression von Roccatagliata* ist eine quer zum Streichen des Morrone verlaufende Grabenzone, die mit mio-pliozänen Sedimenten aufgefüllt ist. Der erste Abschnitt ist der Paßübergang von Bussi zum Dorfe Castiglione da Casauria. Bei Bussi wird die Zone durch den dem Pescara zugehörigen Tirinofluß unterbrochen. Im Talboden findet man pleistozäne Travertine und Süßwasserbildungen. Die Fortsetzung der Depression führt von Bussi nach Popoli.

b. Der *Mte. Roccatagliata* auf der linken Seite des Tirino ist nach einer, vom eigentlichen Kalkmassiv dieses Berges losgelösten und abgerutschten, Kalkspitze genannt. Der Berg ist an einigen Stellen mit Föhren (*Pinus niger*) aufgeforstet, welche den eintönigen Charakter der Landschaft etwas unterbrechen. Auf der rechten Talseite des Tirino befindet sich der Mte. Castiglione, der ebenfalls aus Kreidekalken gebildet ist, die von einer dünnen Miozänkappe bedeckt sind.

c. Imponierend ist die gewaltige *Durchbruchsschlucht* des *Pescaraflusses*, die vom Städtchen Popoli, das sich noch in der Ebene von Sulmona befindet, hinaus in das viel freundlichere untere Pescaratal führt. Zu beiden Seiten ist die Schlucht von den steilen Felsen der Kreidekalke eingeschlossen. Beim Bahnhof und den chemischen Fabriken von Bussi mündet der vom eigentlichen Gran Sasso-Gebiet herkommende Tirino in den Pescarafluß.

d. Gegen SE folgt der 20 km lange Rücken der *Montagna del Morrone*. In der Pescara-schlucht sich plötzlich auf 1500 m erhebend, steigt die Kammlinie im weiteren Verlauf bis auf 2060 m, dann aber fällt sie allmählich im Morrone di Pacentro auf 1900 m und endet in einem sehr steilen Absturz in der tief eingeschnittenen Querdurchbruchsschlucht des F. Vella bei Pacentro. Die NE-Flanke des Morrone ist von einer steil aus der Depression von Caramanico heraustretenden Bruchzone gebildet. Die SW-Flanke ist zunächst aus einer gleichartigen Bruchzone gebildet, erreicht aber nur eine mittlere Höhe, worauf eine Abflachung folgt, die schwach von NW nach SE ansteigt. Aus ihr ragen die Gipfel des Colle Morro-ciane (671 m), des Colle Sta. Croce (885 m), des Mte. della Rocca (948 m) und des Colle delle Vacche (1110 m) sowie zuletzt die Cima delle Nocelle (1200 m) hervor. Erst unter dieser Terrasse folgt der endgültige Abfall hinunter in die Ebene von Sulmona. Obschon nur im Sommer von wenigen Schaffhirten mit großen Herden besiedelt, ist der Morrone doch von viel freundlicherer Natur als die Maiella. An die Stelle endloser Schuttmassen treten oft grüne Wiesen und mühsam aufgeforstete Föhrenwälder verleihen der Landschaft ein weniger monotonen Aussehen. Zahlreiche Karsterscheinungen wie Dolinen, Karren, Höhlen usw. treten auch hier auf. Hier, wie an der Maiella, bildet der Wassermangel für die Schäfer und natürlich auch für den Feldgeologen eines der größten Probleme.

e. Auf der Südseite der Vellaschlucht bei Pacentro liegen die *Hügel von Campo di Giove*, deren wichtigste Erhebungen der Colle Ardinghi (1120 m), der Colle Malvarano (1232 m) sind. Sie sind also bedeutend niedriger als die Höhen des Morrone und der südlichen Maiella. Morphologisch gesehen, stellen sie die Fortsetzung der Hügelzone des Colle delle Vacche, der SE-Flanke des Morrone, dar. Mehr oder weniger spärliche Wiesen und Weiden werden hier von wenigen Aufforstungen unterbrochen. Gegen Westen fallen die Hügel gegen das Tal von Cansano ab; der obere Teil dieses Tales endet in der intramontanen Ebene des Piano Cerreto, der untere mündet in der Ebene von Sulmona. Das Tal von Cansano bildet einen Teil der Westgrenze des Untersuchungsgebietes.

6. Die Ebene von Sulmona

Sie muß als Ueberrest eines pleistozänen Seebodens betrachtet werden. Man kann verschiedene, hauptsächlich aus Süßwasserbildungen aufgebaute, Terrassensysteme erkennen. In den tiefsten Partien der Ebene finden sich die Alluvionen des F. Sagittario und des F. Aterno, der, von der Hochebene von Aquila herkommend, in einem gewaltigen Durchbruch bei Raiano in die Ebene von Sulmona tritt, dann weiter nach Popoli fließt, von wo an er dann den Namen Pescara führt. Die Ränder der Ebene von Sulmona sind von mächtigem Gehängeschutt und Schuttkegeln bedeckt. Die verschiedenartigsten Kulturen (Gemüse, Reben) dieser Ebene beliefern die Märkte des Städtchens Sulmona oder auch die von Popoli, wo meterhohe Haufen von Zwiebeln, Peperoni, Kartoffeln und anderen Gemüsen zu sehen sind. Neben schattenspendenden Laubbäumen findet man Oliven-, Apfel- und Birnenbäume und im Frühling die wunderschön rosa blühenden Mandelbäume. Die wichtigste Stadt der Ebene ist Sulmona (403 m). Sie wird zum ersten Mal in der Geschichte gelegentlich der Invasion Hannibals (im Jahre 211 v. Chr.) erwähnt, der die damalige Pelignerstadt zerstörte. In der römischen Zeit erreichte sie ihre höchste Blüte. Hier ist die Heimat Ovids, des trefflichen Dichters der Metamorphosen. Zahlreich sind noch heute die Erinnerungen an ihn, nicht zuletzt die Buchstaben SMPE (Sulmo mihi patria est), im Wappen der Stadt. Im Mittelalter wurde Sulmona die Lieblingsstadt Friederichs II. Später erfuhr sie die gleichen Schicksale anderer italienischen Städte. Durch Streitigkeiten oder Vergebungen geriet sie immer wieder in andere Hände. Heute kann man hier zahlreiche gotische, oft noch romanisch beeinflusste Kirchen bewundern. 5 km nördlich der Stadt erhebt sich die Badia Morronense, ein Kleinod der Architektur des 14. Jahrhunderts. 560 m über der Abtei liegt S. Onofrio am Morrone, an der Stelle der ehemaligen Einsiedelei des späteren Papstes Cölestin. In der schönen Erzählung «Gebt mir meine Wildnis wieder» hat der Schweizer Dichter H. Federer das Leben dieses Einsiedlerpapstes beschrieben. Die weiteren Städte der Gegend sind Pratola Pelinga (342 m), Roccacasale (450 m), welches an den steilen Hängen des Morrone angelegt ist, Corfinio (340 m), die ehemalige Hauptstadt der alten Peligner, in deren Nähe die einzig schöne romanische Basilica von S. Pelino liegt, schließlich sei noch Popoli (254 m), am Nordende der Ebene mit einer majestätischen Burgruine und mittelalterlichen Häusern erwähnt.

II. Historisches, Problemstellung, Untersuchungsmethoden

A. Kurze Zusammenfassung der geologischen Literatur

Bis zum Jahre 1891 gab es keine zusammenfassende, geologisch-stratigraphisch fundierte Darstellung des Gebietes, dennoch ist die Fülle der vorherigen, veröffentlichten Einzelbeobachtungen erstaunlich. In der Hauptsache sind es die Bodenschätze, deren Vorkommen und Lagerung eingehend beschrieben wurden. Neben Arbeiten von DURINI (263), CAPOCCI (104), GUSSONE (342), CAPELLINI (102), SOBRERO (716), BIDOU (61), NICCOLI (514, 515), und vielen anderen (siehe Bibliographie), seien besonders die Arbeiten von TENORE (770—773) erwähnt, in denen eine sehr vollständige Aufzählung der Mineralvorkommen zu finden ist, ganz abgesehen davon, daß die Reisebeschreibungen dieses Autors eine köstliche Lektüre darstellen. Die Nummulitenfauna der Maiella wurden von SAVI & MENECHINI (646) studiert, sie wurde später von TELLINI (768, 769) eingehend bearbeitet. Ueber Erdbeben liegen aus dieser Zeit auch einige Berichte vor, von denen die Arbeiten von BONITO (78), MOTTA (496), ROMANO (600) erwähnt seien. In Werken allgemeiner Natur behandelten PILLA (559), STOPPANI (748—750) und JERVIS (389, 390) auch unser Untersuchungsgebiet. Beachtenswert ist eine Arbeit von FERRERO (288), der als erster versucht hat, in den Zentralapenninen, und zwar an der Maiella, eine alte Verwerfung nachzuweisen.

In der darauf folgenden Zeit hat das geologische Interesse an der Maiella keineswegs nachgelassen. MODERNI (1891, 480) erkennt den Gegensatz der argille scagliose zu den Kalkformationen der Maiella; er sucht die Lösung in seiner stratigraphischen Einteilung des Eozäns, in der den argille scagliose das oberste Drittel eingeräumt wird. Das Tal von Caramanico ist nach diesem Autor von zwei, nach unten spitz konvergierenden Brüchen gebildet, welche die Maiella vom Morrone trennen. Diese Erscheinung wird mit dem deutschen Ausdruck «Grabensenkung» bezeichnet. Der Graben selber werde durch die Sedimente des Miozänmeeres aufgefüllt.

Nach CASSETTI (1904, 115) sollen die Kalkschichten des Morrone und die der Maiella gegen Osten fallen, sie würden an der W-Flanke der Maiella durch einen Bruch gestört. Der Morrone wird als eine in der Längsrichtung gebrochene Antiklinale angesehen. Der Bruch kann vom Mte. Corvo bis zum Colle Ardinghi verfolgt werden.

SACCO (1908—1909, 624—626) unterstreicht aufs neue den Gegensatz der Kalkfazies der Maiella zur Tonfazies der Molisezone. In letzterer unterscheidet er einen oberen, mergeligen, von einem unteren, rein tonigen Komplex, wobei der obere zum Eozän, der untere zur Kreide gerechnet wird. Weiterhin weist SACCO auf die Analogie mit norditalienischen Vorkommen von argille scagliose hin. Er grenzt die W-Seiten des Morrone und der Maiella mit Brüchen ab, die als «frattura di Sulmona» und als «frattura di Caramanico» bezeichnet werden. SACCO's monographische Darstellungen und seine erste geologische Karte des Gebietes erwiesen sich als sehr nützlich.

THIEL (1912, 778), bearbeitete das Asphaltgebiet von Lettomanoppello, er erkannte einige Brüche, die er drei Hauptrichtungen zuordnet. Die erste entspricht dem Verlauf des Fosso S. Angelo und des Vallone Sto. Spirito, die zweite streicht WNW/ESE, die dritte NNE/SSW (ca. N40E). THIEL's moderne stratigraphische Gliederung, die bereits alle Elemente der Stratigraphie der vorliegenden Arbeit enthält, und seine ausgezeichneten geologischen Karten und Profile blieben leider unbekannt. Seine Arbeit wird nämlich nie zitiert, obschon die Priorität zahlreicher neuerer Beobachtungen diesem Autor zukommt.

CASSETTI (1913, 122) teilt die argille scagliose dem Eozän zu.

Der im ersten Weltkrieg gefallene Geologe DE GASPERI (1921, 316) scheint nach Meinung der Herausgeber seiner posthum veröffentlichten Arbeit zu einer andern tektonischen Interpretation gelangt zu sein. Interessant ist seine, ein antiklinales Umbiegen der Kreide-Eozän-schichtung darstellende Skizze des Guado dei Cocci.

GRZYBOWSKI (1921, 340) macht erneut auf den Faziesgegensatz an der Maiella aufmerksam, als erster nimmt er eine deckenartige Ueberschiebung an der Maiella an.

LOTTI (1926, 451—454) übernimmt die alte Anschauung von MODERNI und bezeichnet das Ortetal wieder als Grabensenkung. Der Bruch von Caramanico wird bis nach S. Elia hin verfolgt und ein Zusammenhang mit dem Bruch der Queglia vermutet. Weiterhin wird noch ein Bruch im Lavinotal erkannt. Der Colle d'Oro wird als Antiklinale dargestellt, desgleichen auch eine Aufwölbung bei Lettomanoppello.

PRINCIPI (1930, 569) verbindet die Kalke der Maiella und des Morrone deckenartig über die Tone und Mergel des Tales von Caramanico.

In den neuen Arbeiten von SACCO (1930, 635) werden die früheren Anschauungen auch weiterhin vertreten, nur wird jetzt der Pectenalk als Miozän ausgeschieden. Interessant ist, daß in den Profilen die argille scagliose tektonisch als «Intrusionen» aufgefaßt werden.

In seiner tektonischen Analyse rechnet STAUB (1933, 733) den Morrone noch zu der im Raum von Aquila und am Mte. Greco um 10—15 km überschobenen Gran Sassodecke. Die Maiella bildet eine separate Zone, die mit der Mgna. dei Fiori in Zusammenhang gebracht wird. Ueber diese Elemente der Abruzziden schiebe sich die Molisezone über eine Breite von mindestens 40 km.

BEHRMANN (1936, 34) rechnet die Tonschiefer der argille scagliose zum Untereozän, letzteres fehle an der Maiella selbst, das Mittellutet transgrediere in Nummulitenkalkfazies. Der Faziesgegensatz sei so nur scheinbar und Abruzzzen und Molisefazies könnten also ineinander übergeführt werden. Die Westvergenz wird als Ausnahme gedeutet, die scheinbar nur lokalen Charakter hat. Ein Deckenschub wird abgelehnt und nur ein starker Schuppenbau im Bereich der Molisezone angenommen. Das tektonische Motiv ist nach BEHRMANN eine «lokale Ueberfaltung seitens hochmobiler Beckensedimente.» Das Alter der Verschupung wird als postsarmat und praepiacentin angenommen.

PRINCIPI (1936/38, 574, 575) hat in der Ebene von Sulmona und im mittleren Sangro-tal einige stratigraphische Untersuchungen durchgeführt. In den Bergen von Prezza und Cocullo gelang es ihm, Lepidocyclinen-führendes Oligozän nachzuweisen. Die argille scagliose umfassen die Oberkreide und hören mit den Kalken des Mittellutétien auf. In zwei Zeichnungen stellt er (1) das diapyrtartige Aufdringen der argille scagliose in die Basis des Pliozäns bei Guardiaregre und (2) eine wellenartige Tektonik der argille scagliose und des Eozäns zwischen Sangro-tal und Colledimacine dar.

In mehreren, stratigraphisch wenig begründeten Arbeiten versucht BENEÓ (1939/43; 43, 44, 49, 50) die Entstehung der Maiella und des Morrone zu erklären. Er nimmt wieder die Idee einer Grabensenkung auf und modifiziert diese etwas. Am Morrone sieht BENEÓ vier zum Teil ineinander übergehende Längsbrüche, die mit ca. 50°—60° gegen die Ebene von Sulmona einfallen. Weiter am Ostrand des Morrone sollen analoge Längsstörungen noch bedeutend flacher gegen W unter die Morronemasse einfallen und werden, in den Profilen, als eigentliche Ueberschiebungen derselben auf das östlich vorgelagerte Mio-Pliozän gezeichnet, die am Mte. Roccatagliata Beträge bis zu 2,5 km erreichen. Die dieser Hauptaufschiebung der Morronemasse gegen E noch vorgelagerten Schuppen vom Colle Cantalupo und der Queglia überschieben ihrerseits gegen E den Graben von Caramanico. Analog dazu soll auch der W-Rand der Maiella an westlich ansteigenden steileren Aufschiebungsflächen an den Grabengrenzen aufgeschoben sein. Neben diesem SE—NW streichenden System longitudinaler Störungsflächen, welches längs der Apenninenachse verläuft, wird von BENEÓ noch ein transversales System unterschieden. Die beiden Systeme bilden Winkel, deren Beträge um 90° schwanken. Die Transversalbrüche entstanden in Folge des Stosses, der den Gran Sassobogen bildete, später als die Longitudinalbrüche. Der N/S-Bruch der W-Flanke der Maiella wird als jüngstes System bezeichnet; man schreibt ihm ein praeglaziales Alter zu. Sicher kommt BENEÓ das große Verdienst zu, die Bruchtektonik in den Abruzzzen zum erstenmal in ihrer Bedeutung richtig bewertet und auf einer Karte dargestellt zu haben. Obschon seine betont tektonische Haltung die Stratigraphie zu kurz kommen ließ, so ist doch von seinen Arbeiten ein gewaltiger Impuls ausgegangen, der in zahlreichen weiteren Publikationen seinen Widerhall findet.

CAROZZI (106), SEGRE (677—680) und DEMANGEOT (226—230) veröffentlichen in neuer Zeit zahlreiche Arbeiten über die Geologie der Zentralapenninen und berühren mit ihren Betrachtungen unser Untersuchungsgebiet.

Als unmittelbare Fortsetzung der Arbeiten BENEÓ's ist die Darstellung der sog. «cunei composti» von MIGLIORINI (471, 474, 475) zu betrachten. Das tektonische Hauptmotiv der Zentralapenninen wird wie folgt umschrieben: Die Flächen zahlreicher paralleler Längs-

brüche sollen gegen unten konvergieren, so zu einer Struktur mit verschiedenen fächerförmig disponierten Keilen Anlaß gebend. Einerseits weist der Autor auf die zahlreichen Arbeiten von BENEÓ (39—51) hin und erwähnt eigene Beobachtungen aus den Bergen von Sala Consilina, anderseits gelangt er, auf Grund einer theoretisch begründeten Formel, zu einer Konstruktion, die letzten Endes ungefähr dem Bild eines Querschnittes des Morrone von BENEÓ (43) gleich kommt. Hieraus und aus weiteren Anzeichen zieht MIGLIORINI allgemein-geologische, paleo-geographische Folgerungen, die er mathematisch zu formulieren versucht.

Im vergangenen Jahr erschien eine Arbeit von DEMANGEOT (229), der, ausgehend von morphologischen und tektonischen Studien im Gran Sasso-Gebiet, die tektonischen Grundzüge der adriatischen Randkette der Abruzzen erläutert und dabei die Verhältnisse unseres Untersuchungsgebietes streift. Der Arbeit ist eine tektonische Uebersichtsskizze der Maiella beigelegt.

Die allerneueste Arbeit von STAUB (735) hat mehr regionaltektonischen Charakter. Die in ihr erörterten allgemeinen tektonischen Grundlinien der Apenninen und deren Beziehungen zu den Alpen sind von fundamentaler Bedeutung und so für das weitere Verständnis unseres Gebietes von größter Tragweite. STAUB's Arbeit ist mit einer ausgezeichneten farbigen Karte des Baus der Apenninen geschmückt, die auch die regionale Stellung unseres Untersuchungsgebietes deutlich illustriert. Besonders interessant ist die Auslegung des «Flyschtrogs» der Molise als «Molise-Graben», der sich nach STAUB zur Zeit der Oberkreide vom Abruzzenschelf distanziert haben soll und späteren tangentialen Bewegungen unterworfen war. Der früheren Aufnahme einer Molisedecke, die Ueberschiebungsbreiten bis zu 40 km aufweisen sollte, steht die abschwächende Aeüßerung gegenüber, daß am Ostrand der Maiella die Rudistenkalkgebiete der Abruzzenscholle «ganz unvermittelt und in schwer verständlicher Weise» an die argille scagliose im Molisetrog angrenzen. Diese neuen Anschauungen und die bestechende Art, wie sie von STAUB in das tektonische Bild des Mittelmeergebietes eingefügt werden, eröffnen für das Verständnis der Apenninen ganz neuartige Perspektiven.

Während der Niederschrift dieser Arbeit erschien eine Gruppe von Veröffentlichungen, die die Aktualität der Geologie der Maiella nochmals hervorheben. Einige Publikationen BENEÓ's (52—54) behandeln, von Sizilien ausgehend, die Probleme der argille scagliose. BENEÓ setzt voraus, daß die argille scagliose mit ihren Einschlüssen als tektonische Einheit aufzufassen sind, diese wird als «allochthone» ausgeschieden und dem «autochthone», das darunter liegen soll, gegenübergestellt. Die allochthone Masse der argille scagliose ist durch Schwerkongression über das Autochthon hinweggegangen, dieses fast vollständig bedeckend. Als typisch autochthon wird die Maiella bezeichnet, während die Zone der argille scagliose des Molise allochthon sein soll. Die Frage nach der Herkunft und der Genese dieser Gesteinsmassen und des Alters der tektonischen Bewegungen bleibt offen. Durch Vergleiche mit Nordafrika und mit Persien wird die Theorie weiter ausgebaut.

Offensichtlich im Banne der Anschauungen BENEÓ's stehen die Veröffentlichungen von LIPPARINI (443) und JACOBACCI (386). LIPPARINI gibt folgendes Bild: Das Obermiozän (SACCO's und unser Mio-Pliozän) wurde auf der Maiella kontinuierlich abgelagert, während es sich weiter östlich auf das gefaltete Eozän der Molisezone, also diskordant, abgelagerte. Im Pontien folgte eine Emersionsphase, während der die argille scagliose in Begleitung von Blöcken oligozäner «craie» und der scaglia rossa heranrückten und sowohl Obermiozän wie Eozän überdeckten. Schließlich überlagerte das Pliozän das ganze so entstandene Gebilde.

Von ganz anderer Prägung ist die Arbeit BONARELLI's (75). Sie gibt vor allem eine glänzende Zusammenfassung der bisherigen stratigraphischen Kenntnisse, erweitert durch eine Anzahl eigener Beobachtungen. Dieses Gesamtbild wurde von uns, unabhängig von der Arbeit BONARELLI's, bestätigt und etwas erweitert. Die sich ergebenden, geringfügigen Differenzen wurden in einer vorläufigen Mitteilung schon kurz gestreift und ergeben sich selbstredend aus der vorliegenden Arbeit.

Eine Gruppe neuester Publikationen betrifft nur zum kleinen Teil unser Untersuchungsgebiet direkt, doch sind die in ihnen vertretenen Auffassungen für die Beurteilung der regionalen Stellung unseres Gebietes von großer Bedeutung. Es handelt sich hierbei um die Arbeit von MERLA (467) und einige der Arbeiten des VII. Methan- und Petrolkongresses in Taormina, die von INEICHEN (383), MIGLIORINI (475), SIGNORINI (700) und anderen verfaßt wurden. Diese Arbeiten sind fast ausschließlich *ad maiorem gloriam* der Allochthonie der argille scagliose verfaßt worden. Hierbei berührt es den Leser sonderbar, daß von den Verfassern die Theorie der allgemeinen Allochthonie der argille scagliose als feststehende Tatsache hingestellt wird. Daß dies nicht der Fall ist, zeigt uns die letzte Arbeit von FABIANI (281). Die erwähnten Autoren üben einzig in Bezug auf die uns interessierenden argille scagliose der Molise einige Zurückhaltung aus, was aus folgendem Zitat MIGLIORINI's (477) hervor-

geht: «Credo che quando si osservano degli strati che hanno aspetto normale, è meglio considerarli dapprima come autoctoni per poi ricorrere alla alloctonia, quando sono in condizioni tali, che il fenomeno è evidente».

In dieser, nur unvollständigen Literaturdarstellung haben wir vor allem eine Idee von der Verschiedenartigkeit der tektonischen Auffassungen geben wollen. Zahlreiche Autoren, die kleinere stratigraphische und morphologische Untersuchungen in unserem Gebiet durchgeführt haben, konnten dabei hier noch nicht berücksichtigt werden. Ihre Ergebnisse sollen in den stratigraphischen Teilen dieser Arbeit besprochen werden. Die bisherige stratigraphische Kenntnis unseres Gebietes war nie sehr detailliert, doch ergaben sich im Laufe unserer Untersuchungen auch selten nennenswerte Widersprüche zu früheren Auffassungen. Eine Kritik verschiedener tektonischer Ansichten folgt im Laufe der Darstellung. Es ist klar, daß unsere Untersuchungen ohne die vielen Vorarbeiten anderer Geologen unmöglich hätten durchgeführt werden können.

B. Problemstellung, Untersuchungsmethoden

Aus der Literaturzusammenstellung geht hervor, daß uns einerseits eine Fülle von Beobachtungen zur Verfügung stand, andererseits aber eine ebenso große Mannigfaltigkeit von Interpretationen und theoretischen Ausführungen, die leider manchmal einer kritischen Prüfung nicht standhalten. Die Problemstellung ergab sich aus dem Literaturstudium und nach wenigen Terrainwochen sehr bald. Folgende Fragen waren vor allen anderen zu klären:

1. Ist eine genauere fazielle und stratigraphisch gut belegbare Gliederung der oberkretazischen und tertiären Sedimente möglich?
2. Wie war die regionale paleogeographische Entwicklung? Lassen sich Vergleiche mit anderen Regionen Italiens aufstellen? Kann man zu direkten Parallelisationen schreiten?
3. Läßt sich in unserem Gebiet ein Deckenbau nachweisen oder erweist sich die Bruchtektonik als dominierend und läßt sich das geometrische Verhalten von Aufschiebungen, Uberschiebungen oder Brüche genauer feststellen?
4. Wie kann das Kernproblem, das Verhältnis der auf engem Raume benachbarten abruzzesischen Kalkfazies und der argille scagliose-Fazies, abgeklärt werden; ist zwischen beiden ein Faziesübergang auf kurze oder wenigstens nicht allzugroße Distanz vorhanden oder stellt tatsächlich die nun von verschiedener Seite zur Erklärung herbeigezogene Supposition einer großtektonisch bedingten Allochthonität der argille scagliose die einzig mögliche Lösung dar?

Aus dieser an sich schon weitgefaßten Problemstellung, die im Laufe der Untersuchung noch bedeutend erweitert wurde, geht hervor, daß einzig die Klärung der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse zur Lösung der verschiedenen Probleme führen kann. Gleichzeitig erwies es sich als unerläßlich, im Rahmen der zur Verfügung stehenden Zeit, die geologische Kartengrundlage nach Möglichkeit zu verbessern. Dabei wurden die in der Feldgeologie allgemein üblichen Untersuchungsmethoden angewendet. Die Bearbeitung des Belegmaterials konzentrierte sich hauptsächlich auf eine generische Analyse der Mikrofauna, auf eine genauere lithologische Beschreibung des Materials und auf die faziell-genetische Deutung der einzelnen, von uns ausgeschiedenen Schichtgruppen. Fast alle gesammelten Handstücke wurden angeschliffen, so daß mehrere tausend angeschliffene Flächen zur Verfügung standen. Ferner wurden viele Dünnschliffe angefertigt (ca. 300). Die Anschliffe wurden meistens gefärbt, wodurch

zahlreiche Erscheinungen leichter erkannt werden konnten. Im einzelnen waren die Untersuchungsmethoden von Fall zu Fall verschieden und mußten der Gesteinsbeschaffenheit angepaßt werden. In besonderen Fällen ist ihre Beschreibung weiter unten angegeben.

C. Topographische Unterlagen

Als Kartenunterlage standen folgende Blätter des italienischen Ufficio Geografico Militare zur Verfügung:

1:100 000	146	Blatt Sulmona
	147	Blatt Lanciano
	153	Blatt Agnone
1: 50 000	146, I.	Blatt Popoli
	146, II.	Blatt Sulmona
	147, I.	Blatt Lanciano
	147, II.	Blatt Atesa
	147, III.	Blatt Caramanico
	147, IV.	Blatt Bucchianico
	153, I.	Blatt Villa Sta. Maria
	153, IV.	Blatt Palena
1: 25 000	Vergrößerung der obigen Blätter.	

Im Maßstab 1:10000 haben wir versucht die Gegend von Palombaro und die Regione Decontra auf der rechten Talseite des Aventino unterhalb Lama dei Peligni aufzunehmen. Die Karte, — eine photographische Vergrößerung der Blätter 1:25 000 — erwies sich aber als für diesen Maßstab zu ungenau; wir mußten deshalb auf weitere detaillierte Kartierungen verzichten. Alle Karten stammen aus der Zeit zwischen 1871 und 1875 und wurden 1919 nachgeführt. Für die damalige Zeit stellen sie eine prachtvolle Leistung dar, für moderne Aufnahmen erweisen sie sich leider als ungenügend.

D. Bearbeitung des Fossilmaterials

Aus den Kalken der Maiella lassen sich sowohl Makrofossilien, wie z. B. Rudisten, als auch Mikrofossilien nur ausnahmsweise isolieren. Für die stratigraphische Horizontierung ist man somit weitgehend auf die Identifizierung der andererseits sehr reichen fossilen Mikrofaunen an Hand von Anschliffen und Dünnschliffen angewiesen. Dasselbe gilt auch für die Region der argille scagliose, wo nur einzelne mikrofossilreiche Einschaltungen, wie die Radiolarite und die Kalkbrekzien auch nur an Hand ihrer Mikrofauna bestimmten Horizonten zugewiesen werden können, während die Hauptmasse der argille scagliose überhaupt fossilfrei ist. Einzig das Miozän enthält reichere isolierbare und bestimmbare Molluskenreste.

Die Stratigraphie des Untersuchungsgebietes war folglich in erster Linie auf das paläontologische Studium der Mikrofaunen zu basieren. Bei der Ausgedehntheit und Vielfältigkeit der Fragestellungen mußten wir uns jedoch auch in Hinsicht auf die Bearbeitung dieser Mikrofaunen eine gewisse Beschränkung auferlegen. Der Zweck einer möglichst feinen stratigraphischen Aufgliederung der Serien und einer Korrelation

dieser Einteilung mit Standardprofilen mußte durchaus im Vordergrund stehen. Die paläontologische Bearbeitung der Mikrofaunen wurde deshalb nur so weit getrieben, als sie zu diesem stratigraphischen Zwecke notwendig war. Es hat sich in der als «*ancilla stratigraphiae*» tätigen, praktischen Mikropaläontologie schon längst ergeben, daß, bei der sehr raschen phylogenetischen Evolution mancher Mikrofossilgruppen während Oberkreide und Tertiär, schon manche Genera oder Kombinationen von Genera für bestimmte Stufen bereits durchaus leitend sind, so daß schon die generische Bestimmung für stratigraphische Zwecke genügend sein kann. Eine solche ist auch praktisch an Anschliffen und Dünnschliffen leicht und mit Sicherheit durchführbar, während eine Bestimmung der Spezies an Anschliff- und Dünnschliffmaterial bei manchen Gruppen von Mikrofossilien schwierig ist und jedenfalls einen großen Aufwand von Präparationsarbeit erfordert, ohne das ohnehin schon feststehende stratigraphische Resultat wesentlich zu verändern. Der Verfasser hat deshalb im Rahmen dieser Arbeit sich mit einer Bestimmung der Mikroleitformen begnügt, welche ihm die stratigraphischen Resultate sicherzustellen schien; alle darüber hinaus gehende, rein paläontologische Untersuchung des sehr reichhaltigen Materials ist späterer Bearbeitung vorbehalten. Es ist deutlich, daß in diesem Material in rein paläontologisch-systematischer Beziehung noch ein großer Reichtum an Fragen und Funden verborgen ist. Es hat ja auch von jeher Material von der Maiella verschiedenen Foraminiferenspezialisten, wie d'ARCHIAC & HAIME (20), TELLINI (768—769), und andern, immer wieder Anlaß zur Beschreibung einzelner neuer Formen gegeben. Es ist also stets im Auge zu behalten, daß der Verfasser nicht darauf ausging, möglichst vollständige Fossilisten der Mikrofaunen aufzustellen, sondern, neben einzelnen faziell interessanten, aber oft stratigraphisch nicht verwendbaren Formen, vor allem einzelne, sicher erkennbare, leitende Genera oder Spezies zu erwähnen.

Bei der Schwierigkeit, welche prinzipiell für die Bestimmung in Anschliffen und Dünnschliffen besteht, wurde vor allem darauf geachtet, die Mikrofossilkombinationen direkt mit analogen Assoziationen aus anderen untersuchten Standardgebieten zu vergleichen und die wichtigsten leitenden Formen durch einen solchen unmittelbaren Vergleich zu identifizieren. Eine solche direkte «*correlation par microfaciès*» (CUVILLIER, 213) wurde auch für die Korrelation der zahlreichen aufgenommenen stratigraphischen Profile innerhalb des Untersuchungsgebietes in ausgedehntem Masse angewandt.

Diese Arbeit wäre ohne die Unterstützung durch Herrn Prof. W. LEUPOLD wohl kaum durchführbar gewesen. Der unmittelbare Vergleich unserer Stücke mit denjenigen seiner ausgedehnten, im Rahmen seiner Studien zur Stratigraphie des europäischen Alttertiärs und der alpinen Flyschbildungen gemachten Aufsammlungen, die im Geologischen Institut der ETH deponiert sind, war uns ein wichtiges Hilfsmittel für die stratigraphische Zonierung in unserem Untersuchungsgebiet. Anhand dieser Materialsammlungen, vor allem derjenigen aus Norditalien, den Schweizeralpen und S-Frankreich, war es möglich, diese Zonierung direkt auf diejenige der Mikrofaunen der genannten Standardgebiete zu stützen.

Zahlreiche, in der vorliegenden Arbeit nicht näher zu begründende, Angaben zur Stratigraphie des Alttertiärs wurden dem, leider noch nicht veröffentlichten, Manuskript von Prof. W. LEUPOLD, und seinen persönlichen Mitteilungen, entnommen. Sie wurden durch sich mit diesem Werk deckenden Meinungen früherer Autoren und weiter durch die Angaben jüngerer Arbeiten anderer Autoren ergänzt, die in Kenntnis der obenerwähnten Arbeiten weitgehend die Auffassung von W. LEUPOLD widerspiegeln. FURRER (306), SCHUHMACHER (663, 664) und SCHAUB (658).

Im Ganzen entspricht also das bei der Bearbeitung der Fossilien und der Fassung der Fossilisten befolgte Verfahren ziemlich dem, bei der praktischen mikropaläontologischen Bearbeitung der Stratigraphie von Petroleumgebieten, wenigstens in einer ersten Phase der Bearbeitung üblichen. Es entspricht der von GRIMSDALE (336) als «principle of economy of species» (and genera, möchten wir noch ergänzen), für solche Fälle empfohlene Methode.

Fossilisten früherer Autoren wurden, wenn sie nicht gerade jeglicher stratigraphischer Erfahrung widersprachen, übernommen und sich ergebende, von uns vermutete Synonymien für ältere Fossilbezeichnungen wurden gegebenenfalls daneben getrennt angeführt. Schließlich wurde prinzipiell darauf verzichtet, zahlreiche, neuartig erscheinende Formen von noch unbekanntem Leitwert zu beschreiben oder gar zu benennen. Beim heutigen Stand der Palaeontologie ist dies eine Aufgabe der Spezialisten.

Eine Lücke in dieser Arbeit, die sich erst bei der Niederschrift des Manuskripts aufzeigte, entstand durch die mangelnde Bestimmung von Spezies der Familien der Globigerinidae und Globorotaliidae (mit Ausnahme der Globotruncanen). Eine solche wäre wünschenswert gewesen. Stratigraphisch zur Zeit offenstehende Probleme hätten durch eine präzisere Bestimmung dieser Formen sicherlich weitgehend geklärt werden können. Diese Aufgabe der Zukunft sollte sich an die von GRIMSDALE (336) erörterten Grundsätze halten (Vergl. auch di NAPOLI, 509).

Prof. W. LEUPOLD unterzog sich der Mühe, viele Dünnschliffe und Anschliffe zu begutachten, vor allem bestimmte er die zahlreichen charakteristischen Nummuliten des Gebietes.

Prof. A. JEANNET bestimmte in lebenswürdiger Weise einige Seeigel.

Mein Freund U. BUECHI bestimmte, im Rahmen seiner Molassestudien (94), einige Fossilien des mittleren Miozäns.

E. Bemerkungen zu den Beilagen

Ein Verzeichnis der Beilagen findet sich am Schlusse des Inhaltsverzeichnisses.

Die Kartierung des Gebietes und die Aufnahmen der stratigraphischen Detailprofile erfolgten gleichzeitig; die mikropaläontologische Bearbeitung der ausgedehnten Aufsammlungen aus diesen Profilen, aus der sich erst die endgültige Lage der stratigraphischen Stufengrenze ergab, erst viel später. Die schon in den Anfangsstadien der Arbeit begonnene Kartierung konnte deshalb aus diesen späteren Erkenntnissen nur noch teilweise Nutzen ziehen. Die Konturierung der Schichtgruppen im Terrain mußte sich vielfach auf kaum erkennbare lithologische Unterschiede stützen, die in diesen Ton- und Kalkgebieten, vor allem beim Vorhandensein sehr zahlreicher Brüche, nur mit Mühe zu verfolgen sind. Vor allem konnte die sich in der Folge der mikropaläontologischen Bearbeitung erst zeigende Möglichkeit einer stratigraphischen Unterteilung der Kreide auf der Karte nicht mehr berücksichtigt werden, so daß der ganze, von infracenomanen Horizonten bis zum Maestrichtigen reichende Kreidekomplexe in der Signatur keine Unterteilung aufweist.

Uebrigens ist die geologische Kartenskizze 1:50 000, je nach Gebiet, das Produkt ungleich intensiver direkter Feldaufnahmen; in gewissen Gebieten gibt sie in Verkleinerung das Resultat unmittelbarer, sehr detaillierter Aufnahmen im Maßstab 1:25 000 wieder, in anderen Gebieten ist sie das Resultat zwar sehr zahlreicher, aber in einem

lockeren Netz gruppierter Feldbeobachtungen und mikropaläontologischer Altersbestimmungen an Gesteinsproben, für welche eine Zusammenstellung in der hier vorgelegten Art einer Kartenskizze durchaus angemessen ist.

Der Nachdruck liegt somit bei der Verteilung der Signaturen in der Kartenskizze weniger in der detaillierten Konturierung, als viel mehr darauf, daß in den betreffenden Gebieten die betreffenden Stufen durch paläontologische Ueberprüfung nachgewiesen worden sind, während andererseits die Abgrenzung der Formationsgebiete im Detail aus den genannten Gründen nicht ganz der Präzision eines Maßstabes 1:50 000 entspricht. Die Karte ist also als Illustration der im Texte dargestellten Verhältnisse zu verstehen und vor allem als Andeutung, in welchem Sinn die gesamten früher publizierten Karten zu verbessern wären. Von unserem Standpunkt aus würde sich eine systematische und detaillierte geologische Neukartierung des Gebietes sehr lohnen, allerdings erst dann, wenn einmal eine moderne, auf photogrammetrischem Wege gewonnene Kartenunterlage und eine genügende Anzahl von Luftaufnahmen des gesamten Gebietes vorliegen. Letztere sind für eine vollständige Darstellung der Brüche und für eine Beurteilung der relativen Bedeutung und Hierarchie derselben unerlässlich.

Die tektonische Kartenskizze (Taf. IV) stellt eine Zusammenfassung der tektonischen Verhältnisse dar; sie wurde schon früher in einer kürzeren Zusammenfassung einiger Resultate der vorliegenden Untersuchung (BALLY, 29) veröffentlicht.

Für die geologischen Profile (Taf. V) ergibt sich die gleiche Kritik wie für die Karte. Zusätzlich sei bemerkt, daß die zeichnerische Darstellung der Steilheit des Einfallswinkels von auf so großmaßstablichen Karten aufgenommenen Brüchen weitgehend von persönlicher Interpretation abhängig ist. Wie aus Kapitel VI B, (S. 193) hervorgehen wird, interpretierten wir generell aus den Intersektionen die Stellung der Brüche eher steiler, als etwa BENEÓ (43,54) und MIGLIORINI (471) dies vorschlagen. Es ergibt sich daraus ein etwas steiferer tektonischer Stil. Die flacheren Aufschiebungen in tonigen Gebieten (Depression von Caramanico und östliches Untersuchungsgebiet) sind vielleicht als Phänomene «endemischer» Tektonik zu werten (vergl. HENSON [372] und PICARD [558]).

Die stratigraphischen Kolonnenprofile (Taf. I) und das stratigraphische Schema der argille-scagliose-Zone (Tafel II) bilden das Resultat der mikropaläontologischen Untersuchungen, sie sollen die Fazies und in Zusammenhang mit dem Text den Fossilinhalt der einzelnen stratigraphischen Stufen veranschaulichen. Im Text findet man die Detailprofile grundsätzlich in der Reihenfolge von stratigraphisch oben nach unten beschrieben. Von der erreichten großen Detailliertheit der stratigraphischen Unterteilung konnte aus den verschiedenen, oben angegebenen Gründen bei der Zusammenstellung von Kartenskizze und Profilen 1:50 000 nicht der volle Gebrauch gemacht werden; in den letzteren Darstellungen war eine starke Vereinfachung und Zusammenfassung der stratigraphischen Skala nicht zu umgehen.

Die paläogeographischen Karten sind als blosse Uebersichten und als Illustration des Textes zu werten. Das gilt auch für die beigefügten Zeichnungen und Aufrisse.

F. Erläuterungen zur verwendeten Terminologie der Fazieslehre und Lithologie

Facies:

Die stratigraphische Untersuchung des Gebietes, ihre Diskussion und Interpretation, bildet den Inhalt der ersten nachstehenden Kapitel. Es wurde darin, neben der Begründung einer nach Möglichkeit verfeinerten Alterseinteilung, vor allem Nachdruck gelegt auf eine Ermittlung der

Ablagerungsbedingungen und damit der palaeogeographischen Verteilung der verschiedenen Ablagerungsbezirke während der aufeinanderfolgenden stratigraphischen Stufen. Zu diesem Ende wurde viel Wert gelegt auf eine minutiöse lithologische Analyse der Gesteinstypen und eine Erfassung des palaeobiologischen Charakters der darin vorkommenden oder direkt gesteinsbildend an deren Entstehung partizipierenden Fossilasoziationen.

Hierbei wurde vielfach Gebrauch gemacht von einer präziseren Begriffsbildung und Terminologie zur Fazieslehre, wie sie namentlich von der einschlägigen amerikanischen Literatur in den letzten Jahren zu entwickeln versucht wurde. Ich stütze mich hierbei vor allem auf die Zusammenstellung zusammenfassender Arbeiten, welche enthalten sind in Memoir 39 der Geological Society of America, insbesondere auf die dortigen Beiträge von MOORE (491) und von SLOSS, KRUMBEIN & DAPPLES (715); Arbeiten, welche ihrerseits wiederum beruhen auf verschiedenen vorangehenden Publikationen derselben Autoren, wie auch von WELLS, HESSE, ALLEE & SCHMIDT (373), u. a. (vergl. Lit.verz. I. c.). Ferner sind hier von Wichtigkeit die Arbeiten von TERCIER (774), sowie die Kritiken, welchen diese neuere amerikanische Terminologie schon unterzogen worden sind; so durch KING (Diskussion zu 491 und 715, *ibid.*, p. 165), durch NABHOLZ (506) und NIGGLI (519).

Der Begriff «Lithofazies» wurde von mir in dem, in Lit. 491, p. 16/17 begründeten und definierten und in Lit. 715 noch näher präzisierten Sinne verwendet: als ein zusammenfassender Ausdruck für alle lithologischen Charaktere eines Sedimentkomplexes, aus denen wir danach unsere Schlüsse ziehen können: auf dessen Ablagerungsmilieu. Auch der Ausdruck «Lithotop» wurde in dem von WELLS 1947 aufgestellten und hinwiederum in Lit. 715, p. 95/96 noch präzisierten Sinne gebraucht, nämlich als eine Bezeichnung für ein einheitliches Ablagerungsmilieu mit räumlich und zeitlich in gewisser Erstreckung sich gleichbleibenden Sedimentationsbedingungen, dokumentiert in der Ablagerung eines in gewisser horizontaler und vertikaler Ausdehnung lithologisch völlig homogenen Gesteinskörpers.

Ferner wurde Gebrauch gemacht von dem analogen, ursprünglich von den Zoogeographen (373) aufgestellten Begriffe «Biotop», in dem in Lit. 715 für dessen geologische Verwendung präzisierten Sinne. Die «Biofazies» eines größeren Sedimentkomplexes kann nach Lit. 715 charakterisiert sein durch verschiedene räumlich nebeneinander vorkommende oder auch zeitlich aufeinanderfolgende oder sich ablösende Biotope.

Bei der Abgrenzung von Biotopen ist offenbar stets in Berücksichtigung zu ziehen, daß die Assoziation fossiler Organismenreste in einem Gestein nicht ohne weiteres als Repräsentant einer entsprechenden, unverändert fossilisierten Lebensgemeinschaft, einer Biozooenose im biologischen Sinne, gedeutet werden darf, denn was bei der lithologischen Analyse einzig festgestellt werden kann, ist die Ausdehnung einheitlicher Thanatozooenosen. Solche aber können zusammengemischt sein durch den Transport der abgestorbenen Organismenreste aus verschiedenen benachbarten, gleichzeitigen Biozooenosen. Es fehlen darin einerseits auch die Reste nicht erhaltungsfähiger oder schalenloser Organismen; andererseits aber können in einer Thanatozooenose auch Elemente wieder aufgearbeiteter älterer Thanatozooenosen aus tieferen Schichten enthalten sein. Welche ursprünglichen Biozooenosen einem Biotop zugrunde liegen, ist also erst auf Grund gründlicher Diskussion zu ermitteln, in welcher auch bereits wieder Gesichtspunkte der reinen Lithologie, des Lithotops also und seiner dynamischen Sedimentationsbedingungen, ebenfalls Berücksichtigung finden müssen.

Es ist klar, daß sich die physiofaziellen und die biofaziellen Einflüsse auf die Lithogenese letzten Endes nicht völlig voneinander getrennt auswirken. In der Praxis können sich Lithotope und Biotope vielfach decken, manchmal aber, wie dies in Lit. 715 hervorgehoben wird, auch gerade in charakteristischer Weise überschneiden und nicht zusammenfallen. Aus diesem Grunde wurde es als zweckmäßig erachtet in den lithologischen Analysen der nachfolgenden Kapitel immer eine konstante Hierarchie der Darstellung einzuhalten, die lithofaziellen und biofaziellen Aspekte eines Gesteinskomplexes zunächst getrennt zu beschreiben und erst danach auf eine gemeinsame Diskussion beider einzutreten. Bei einem solchen Vorgehen können die Schlüsse, welche man aus der Lithologie hinsichtlich des physiofaziellen Ablagerungsmilieus zieht und diejenigen, welche für ein bestimmtes biofazielles Milieu sprechen, zunächst widersprüchlich erscheinen und gerade die Auflösung solcher Widersprüche wird zu einer exakteren Erfassung der wahren Ablagerungsbedingungen und einer richtigeren Beurteilung der zugrunde liegenden palaeogeographischen Verhältnisse führen.

Die Geologie als «historische» Wissenschaft hat nach WALTHER (820) vor allem die Paläogeographie als Zielsetzung, wobei paläogeographische Darstellungen sich immer auf Vergleiche mit rezenten Verhältnissen stützen sollen, sei es um Ähnlichkeiten, sei es um Unterschiede festzustellen (Aktualismus, ontologische Methode; WALTHER, 820). Man sollte daher bei der paläogeographischen Darstellung Einteilungen und Begriffe der rezenten Ozeano-

graphie und Limnologie herbeiziehen. Die folgende Uebersicht verschiedener Einteilungsmöglichkeiten bezieht sich nur auf marine Verhältnisse:

Chorologisch-bathymetrische Einteilung (nach Lit. 596):

- a. Benthonisches Milieu (Meeresboden)
 - a' Supratidal (Kontinental, oberhalb der Flutgrenze)
 - b' Neritisch (0— ca. 200 m Meerestiefe)
 - Flachneritisch (auch intertidal; innerhalb der Gesteinsgrenzen)
 - Mittlerneritisch (Ebbenniveau — 50 m Meerestiefe)
 - Tiefneritisch (ca. 50 m — ca. 200 m Meerestiefe)
 - c' Ozeanisch
 - Bathyal (ca. 200 m — 2000 bis 4000 m Meerestiefe)
 - Abyssal (mehr als 2000 — 4000 m Meerestiefe)
- b) Pelagisches Milieu
 - a' Neritisch
 - Neritopelagisch
 - b' Ozeanisch
 - Epipelagisch
 - Bathypelagisch
 - Abyssopelagisch

Eine solche Einteilung, wie diese neueste amerikanische, ist offenkundig ganz von biologischen, oekologischen und ozeanographischen Gesichtspunkten aus aufgestellt worden und unterliegt in ihrer Anwendung auf geologische Verhältnisse der gleichen Kritik, wie sie z. B. von TERCIER und NIGGLI an ganz ähnlichen Einteilungen schon ausgeübt worden ist. Als allgemein anwendbares Einteilungsprinzip für die Sedimentgesteine sind solche bathymetrischen Schemata natürlich nicht dienlich. Immerhin war die Geologie von jeher sehr interessiert an der bathymetrischen Einordnung der Meeresablagerungen und hat stets wieder versucht von solchen Gebrauch zu machen; wenn auch heute immer deutlicher wird, wieviel Täuschungen man dabei immer noch ausgesetzt ist. Es ergibt sich immer mehr, daß die Anwesenheit bestimmter fossiler Organismenreste oder gewisser Sedimenttypen (z. B. Radiolariengesteine) für sich allein noch kein zuverlässiger Anzeiger für ganz bestimmte Meerestiefen zu sein braucht. Es wurde auch oft darauf hingewiesen, daß die Entfernung von der Küste bei der Bildung der Sedimente wohl ebenso wichtig ist, wie die Ablagerungstiefe. Daß auch eine solche bathymetrische Einteilung, wie die obige, noch verfeinert werden sollte, um den Verhältnissen gerecht zu werden, zeigt die Arbeit von TERCIER (774), die versucht, unter anderem auch die neritische Facieszone noch näher zu gliedern. In Praxi wird jedenfalls die Verfeinerung solcher Einteilungen ihre Anwendung auf geologische Verhältnisse, — angesichts der immer noch unvollkommenen Kenntnis der heutigen Meeresböden und ihrer Sedimente —, vorläufig nicht vereinfachen. Wenn nun trotzdem in den nachstehenden Kapiteln von der obigen Terminologie Gebrauch gemacht wird, so hat dies die Meinung, daß für ein bestimmtes Sediment unseres Untersuchungsgebietes unserer Ansicht nach alle lokalen Argumente dafür sprechen, für die Entstehung desselben die jeweiligen angeführten, bestimmte Ablagerungstiefe anzunehmen. Wir machen von einer solchen bathymetrischen Terminologie Gebrauch, um unsere Konklusionen für den betreffenden Fall nach Möglichkeit zu präzisieren, sind uns aber durchaus bewußt, daß analoge Bildungen anderswo in ganz verschiedenen bathymetrischen Zonen vorkommen können.

Bionomische Einteilungen:

Unter Bionomie versteht WALTHER (820) die Lehre von den Wohnsitzen der marinen Organismen und die Abhängigkeit ihrer Verbreitung von äußeren Umständen. Der Begriff deckt sich mit demjenigen Teil der Oekologie (auf fossile Verhältnisse übertragen Paläoökologie), der sich mit den Bezeichnungen der Organismen oder Gruppen von solchen (biotic communities) zur leblosen Umwelt, (Tiefe, Licht, Klima, Druck, Bodenart, Bodenfestigkeit, Landnähe, Wasserbewegungen, Trübung, Temperatur, Chemismus, Salinität, Sauerstoffgehalt, Nährsalze, P -Werte, Anwesenheit von Nährstoffen usw.) befaßt.

Die bionomische Einteilung von SCHMIDT (660) ist in der Hauptsache auf die Durchlüftung der Gewässer gegründet. Diese ist nämlich oft aus den lithologischen Verhältnissen und aus dem Fossilinhalt zu erkennen und spielt als oekologischer Faktor eine wesentliche Rolle.

SCHMIDT gibt folgende Abstufungen des Einflusses der Durchlüftung (in Sauerstoffprozenten = 0%) auf den Charakter der Sedimente an:

1. Sehr gut: Reiches Benthos, grobkörnige oder keine Sedimente, bodennahes Wasser:
0 % = 105—90 Frisch.
2. Gut: Ziemlich reiches Benthos, Sedimente wechselnd aufbereitet mit feinerem
0 % = 105—90 Korn, bodennahes Wasser: Frisch,
3. Genügend: Benthos weniger reich, Sedimente feinkörnig ohne Aufbereitung, boden-
0 % = 100—50 nahes Wasser: Halbfrisch.
4. Mangelhaft: Benthos in der Minderheit gegenüber Nekton und Plankton, Sedimente
0 % = 70—40 schlammig, meist ohne Bitumen, bodennahes Wasser: Ruhig.
5. Ungenügend: Spärliches, dünnchaliges Benthos, Sedimente, Schlamm mit Bitumen und
0 % = 40—0 Sulfid. Bodennahes Wasser: Faul.
6. Fehlend: Benthos fehlend, Sediment: Sapropel mit Sulfid. Bodennahes Wasser:
0 % = 40—0 Faul.

Auch diese Klassifizierung kann zur Kennzeichnung eines Ablagerungsmilieus sehr zweckmäßig sein. Wir haben deshalb jeweilen versucht, durch solche, wenn auch nur sehr angenäherte Angaben über den Durchlüftungsgrad, wie er uns aus Lithologie und Fossilinhalt hervorzugehen schien, weiter zur Charakterisierung des wahrscheinlichen Milieus der betreffenden Lithotope und Biotope beizutragen.

Die anderen bionomisch wichtigen Faktoren (siehe oben) ließen sich zwar auch in einem Einteilungsschema zusammenfassen, doch ist ihr Erkennen aus der geologischen Situation heraus in den meisten Fällen nicht möglich, wo dies aber dennoch der Fall ist, lassen sich diese bionomisch wichtigen Faktoren ebenso gut umschreiben.

Einteilung der Biozoenosen:

Sie ergänzt die bionomische Einteilung und befaßt sich mit dem anderen Teil der Oekologie, das heißt mit der Darstellung der Vergesellschaftung der Organismen und ihren gegenseitigen Beziehungen in der lebenden Umwelt. Wie oben erwähnt, liegen fossil ausschließlich Thanatozoenosen vor, die nur in beschränkter Masse (auf dem Umweg des Vergleichs mit rezenten Verhältnissen) die eigentlichen ursprünglichen Biozoenosen erkennen lassen. Eine Thanatozoenose kann aus verschiedenen, gleichzeitig in gleichen und benachbarten Biotopen auftretenden Biozoenosen und aus sekundär eingeführten allochthonen Thanatozoenosen bestehen. Die letzteren können geologisch gleich alt sein oder aus früheren Epochen stammen (Umlagerung, remaniment). Da im Untersuchungsgebiet solche Aufarbeitungserscheinungen verbreitet sind, war es bei der Analyse unserer Faunenlisten vor allem wichtig, die fremden Elemente zunächst auszuscheiden. Danach waren wir bestrebt, die Assoziationen der übrigen vorhandenen Organismenreste der Listen, — zur besseren Charakterisierung der Biozoenosen, welche denselben zugrunde lagen —, aufzuteilen in dominierende Formen (dominants), Nebenformen (influents), untergeordnete Formen (subinfluents) und zufällige Faunen- oder Florenelemente (accidental elements) (vergl. HESSE, ALLEE & SCHMIDT, 373).

Einteilung der rezenten marinen Sedimente:

Fossile Sedimente durch direkten Vergleich mit Ablagerungen der heutigen Meere charakterisieren und auf diesem Wege zu unmittelbaren Schlüssen über deren Ablagerungsmilieu gelangen zu wollen, ist naheliegend. Es sind nun zwar in der Geologie der aktuellen Meeresböden und der Lithologie und Systematik der rezenten Meeressedimente gerade in jüngster Zeit sehr große Fortschritte zu verzeichnen, und es wurden von verschiedenen Autoren systematische Einteilungen der letzteren gegeben (vergl. die zusammenfassende Darstellung in KUENEN, 413). Schon die allmähliche Veränderung der biogenen Anteile an der Sedimentation infolge der fortschreitenden evolutionären Umbildung der Lebewelt stellt aber eine prinzipielle Schwierigkeit für solche aktualistischen Vergleiche dar. Aber auch sonst stehen schon hinsichtlich der ausschlaggebenden Bildungsbedingungen der aktuellen Meeressedimente und der Ursachen ihrer heutigen Verbreitung noch so viele Fragen offen, daß es für viele fossile Sedimenttypen immer noch schwierig ist, durch direkten Vergleich mit rezenten Sedimenten zu eindeutigen Resultaten hinsichtlich des Ablagerungsmilieus zu kommen. Relativ günstig liegen die Umstände für einen solchen unmittelbaren Vergleich mit aktuellen Verhältnissen bei der Gruppe der Gesteine, welche aus Riffkomplexen hervorgegangen sind; wenigstens für solche des jüngeren Mesozoikums und des Känozoikums, wie sie uns hier besonders interessieren.

Eine Klarstellung der Nomenklatur von Riffen und mit Riffen in Zusammenhang stehenden Gebilden erwies sich als besonders wichtig für das Verständnis der im Kapitel IV A beschriebenen faziellen Verhältnisse. Die meisten Kalkgesteine der Maiella und

des Morrone sind entweder eigentliche Riffbildungen oder wurden in der Nähe von Riffen abgesetzt. Die im Folgenden umschriebenen Begriffe sind hauptsächlich den neueren amerikanischen und holländischen Arbeiten entnommen und der deutschen Sprache angepaßt.

Nach WILSON (838) ist in der Geologie ein Riff ein großes oder kleines sedimentäres Gesteinsaggregat, welches in der Hauptsache aus den Ueberresten kolonienbildender Organismen aufgebaut ist, die in den meisten Fällen wenig unter der Meeresoberfläche gelebt haben. Es ragt über das Niveau gleichzeitiger Ablagerungen der Umgebung ausgesprochen empor. Riffe sind meist wall- oder rückenartig entwickelt, sie können aber auch die verschiedensten anderen Formen annehmen; namentlich im angelsächsischen Sprachgebiet wurde das Wort «reef» vielfach falsch angewandt, so daß CUMMINGS & SHROCK (208) und CUMMINGS (207) empfahlen den Begriff zu verlassen und dafür die beiden neuen Begriffe «bioherm» und «biostrome» einzuführen, die ohne weiteres auch in die deutsche Sprache aufgenommen werden können. Ein Bioherm ist eine meist wall- oder dick linsenförmige oder anderswie begrenzte, biogene Gesteinsbildung, mit anderen Worten ein eigentliches Riff. Ein Biostrom dagegen ist ein riff-ähnliches Gebilde, das lagen- oder schichtartig ausgebreitet ist. Natürlich bestehen zwischen beiden Bildungen Uebergänge, so daß die neuen Begriffe also nur graduelle Unterschiede von Gebilden andeuten, die man früher insgesamt als Riffe bezeichnet hat. Die Untersuchung fossiler, riffartiger Gebilde in verschiedenen Gegenden, so im mittleren Osten (370, 371), in West-Texas (396, 437, 598) und in Kanada (436, 437), und rezenter Riff, namentlich Indonesiens und des Pazifiks (414, 419—421, 792—795, 797), ergaben, daß die eigentlichen Riffe nur meist untergeordnete Anteile eines weit umfassenderen «Riff-komplexes» (HENSON, 370) sind, der definitionsgemäß alle mit Riffen wahrscheinlich genetisch verbundenen Sedimente erfaßt. Sowohl ihrer räumlichen Stellung im Meere und in Bezug auf eine Küste, also auch ihrer Form nach, unterscheidet man Saumriffe, Wallriffe, Atolle, tafelförmige Riffe, bankartige Riffe mit unregelmäßigen Umrissen, «Shoal-reefs» (HENSON, 370), die als unregelmäßige Flecken in Untiefen inmitten von kalkigen Trümmern aufgewachsen sind. Aus den Riff-komplexen des hier behandelten Untersuchungsgebietes geht weder ihre Form noch ihre räumliche Stellung eindeutig hervor, weil wir nur eine Teilzone einer übergeordneten Einheit beobachten können und weil uns die Beziehungen zu dieser, nämlich der zentralitalienischen Riffschwelle, unbekannt sind. Wohl lassen sich einzelne fazielle Unterzonen unterscheiden, die hier in Anlehnung an die Arbeiten von HENSON (370) definiert werden sollen.

In Bezug auf das eigentliche Riff, welches ein Rudisten-, Korallen-, Hydrozoen-, Algen- usw. -biostrom oder bioherm sein kann, unterscheidet man eine gegen das offene Meer gerichtete *Vorriffzone* und eine gegen das Festland oder die Lagune gerichtete *Hinterriffzone*. Die beiden Zonen können von Fall zu Fall noch in sich ganz verschiedenartig in Unterzonen gegliedert sein (vergl. HENSON [370, 371], LINK [436, 437], KING [396] und ROESLI [598]). Bei unserer faziellen Gliederung berücksichtigen wir prinzipiell nur die erwähnte Oberteilung, obwohl unsere Verhältnisse, selbst bis in die Gliederung in Unterzonen, auffallende Ähnlichkeiten mit den von HENSON im mittleren Osten festgestellten, aufweisen.

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß wir bei der Abschätzung der Korngrößen uns an folgende Skala von NIGGLI (516) halten.

Durchschnittliche Körnigkeitsbezeichnung:	Durchschnittlicher Korndurchmesser in mm:
riesenkörnig	> 33
sehr grobkörnig	33 — 10
grobkörnig	10 — 3,3
mittelnkörnig	3,3 — 1
kleinkörnig	1 — 0,33
feinkörnig	0,33 — 0,1
sehr feinkörnig (Makro-	0,1 — 0,01
skopisch dicht)	< 0,01 — 0,001
dicht	

Es ergab sich bei der Anwendung des Schemas auf klastische Kalke (allochthonous limestones nach PETTIJOHN 1949, 553) von Riffen (biostromal limestones und reef-flank limestones) mit ausgesprochenem «graded bedding», mit primär schlechter Aufbereitung und daher sehr wechselkörnigen und oft gleichzeitig heteroklastischen Gesteinen, daß Bezeichnungen manchmal zusammengefaßt werden mußten, (z. B. fein-klein-mittelnkörnig).

III. Stratigraphie des Gebietes zwischen F. Aventino und F. Sangro

A. Einleitung

Oestlich der Maiella liegt das eigentliche Einzugsgebiet des Aventino- und des Sangrotales, das eine von den übrigen Abruzzen verschiedene tektonische und stratigraphisch-fazielle Einheit darstellt. Ihre Grundelemente sind die argille scagliose (Oberkreide-unt. Oligozän), die von den Sedimenten der Torrettaserie (Oligozän-Burdigalien) und des Mio-Pliozäns überlagert werden. Zahlreiche untergeordnete Einschaltungen begleiten die argille scagliose.

B. Stratigraphie

1. Die Argille Scagliose und ihre Einschaltungen (Oberkreide-unt. Oligozän)

a. Definition und Einteilung.

Seit mehr als hundert Jahren wird das Problem der «argille scagliose» heiß diskutiert, es ist noch stets umstritten. Der von BIANCONI im Jahre 1840 (60) geprägte Ausdruck wurde vielfach mißverständlich angewendet, verschiedene, nicht deutlich umschriebene Synonyma wie «galestri», «scisti galestrini», «formazione argillo-scistosa», «argilloscisti» trugen das ihre zu einer Verwirrung der Begriffe bei. An manchen Stellen in der Literatur wird der Name argille scagliose sogar durch den Begriff Flysch ersetzt.

Es fällt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, die verschiedenen Anwendungen des Begriffes zu illustrieren, zumal der Schwerpunkt der argille scagliose-Diskussion immer noch in den Nordapenninen liegt. Es genüge, vor auszuschicken, daß wir im folgenden die argille scagliose als meist rot-braune, graue oder braune, oft etwas schieferige Tone definieren wollen, die chaotisch, ohne deutlich erkennbare Schichtung erscheinen und sich durch eine ausgesprochene Quellbarkeit auszeichnen. In dieser lithologisch-feldgeologischen Definition sind weder die stratigraphische Stellung, noch die Genese, noch die Tektonik berücksichtigt. Der Ausdruck sollte allein für italienische Vorkommnisse gelten. Die oben angeführten Synonyma beziehen sich auf lokale Ausbildungen der argille scagliose.

Der Begriff Flysch wurde zum Vergleich herbeigezogen. Dabei sollte aber nicht übersehen werden, daß mit dem Namen «Flysch» eigentlich eine Fazies bezeichnet wird und daß man daher bei der Aufstellung dieses Begriffes von lithologischen, lithogenetischen, paläogeographischen und tektonischen Erwägungen ausgegangen ist. Nach ARBENZ (19) können orogene Sedimente sowohl in der sogenannten «Geosynklinalfazies» als in der eigentlichen «Flyschfazies» auftreten. NAENNY (507) verbindet mit dem Ausdruck «Geosynklinalfazies» die Vorstellung langsam sinkender Geosynklinaltröge, mit dem Ausdruck «Flyschfazies» die eines ruckartigen Emporhebens von Schwellenzonen. Obschon die in unserer Arbeit dargestellten Verhältnisse Erinnerungen an manche alpine Faziesausbildungen, vor allem an den Wildflysch oder an den Flysch der Simmendecke wach rufen, so ist die geologische Entwicklungsgeschichte der argille scagliose doch noch viel zu wenig abgeklärt, um in diesem Zusammenhang von Flysch sprechen zu können, wofür auch kein Bedürfnis besteht.

In den folgenden Kapiteln werden nacheinander behandelt:

- b. Die Argille scagliose *sensu stricto*.
- c. Radiolariengesteine und Kohlen der Serie von Taranta.
- d. Erzvorkommen.
- e. Diverse Einschaltungen.

Es handelt sich bei c—e durchwegs um Bildungen, deren direkter stratigraphischer Zusammenhang mit den argille scagliose b. erwiesen scheint. Tektonische Einschlüsse im argille-scagliose-Komplex, wie die der darüber liegenden Torrettaserie oder der Gruppen des Mio-Pliozäns, sollen hier noch nicht besprochen werden, sondern erst in den Abschnitten III B. 2 (S. 44) und V. B. (S. 172).

b. Die argille scagliose s. s.

Sie nehmen den größten Teil der Zone ein und sind in fast allen Tälern aufgeschlossen. Frische Aufschlüsse finden sich aber selten, weil die Tone meist vom Regen verschwemmt sind.

Die Mächtigkeit der argille scagliose kann wegen einer sehr unklaren Tektonik und der Abwesenheit einer erkennbaren, stratigraphischen Unterlage selbst nicht angenähert geschätzt werden. Gefühlmässig kann man für die ursprüngliche ungestörte Mächtigkeit höchstens etwa 1000 m annehmen. Diese Schätzung wird einigermaßen durch folgende Vermutung gestützt: Zahlreiche lineare Elemente der Topographie lassen sich kaum anders erklären, als durch die Annahme, daß hier eine Bruchtektonik eines in nicht allzu großer Tiefe verborgenen steiferen Untergrundes durch den plastischen Teppich der argille scagliose hindurchschimmert, weshalb man für diese plastische Decklage nicht eine übertriebene große Mächtigkeit annehmen kann; andererseits darf wenigstens die heutige, tektonisch zusammengehäufte Mächtigkeit auch nicht zu klein angenommen werden, denn sonst müßte dieser verworfene Untergrund bei den, immerhin ziemlich tiefen, topographischen Einschnitten doch irgendwo in einem Erosionsloch sichtbar werden. Eine genauere Vorstellung der Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet kann aber nur durch geophysikalische Messungen oder durch, wahrscheinlich schwierig durchzuführende, Bohrungen gewonnen werden.

Die argille scagliose sind braune, rotbraune, olivgrüne oder auch dunkelgraue Tone, die in getrocknetem Zustand öfters in zahllose, kleine, muschelige Splitter oder Schuppen (ital. scaglie) zerfallen und im feuchten oder nassen Zustand beträchtlich quellen. Die Quellbarkeit ist vielleicht auf einen Anteil von bentonitischen oder anderen Tonmineralien zurückzuführen, was von WIEDENMAYER (834) ebenfalls für die argille scagliose der Emilia vermutet wird. Die vom gleichen Autor beschriebenen Salzausblühungen treten auch in unserem Gebiet namentlich im Frühling auf. In den Schlemmrückständen einiger Proben findet man gelbliche, an Schwefelblüten erinnernde Bildungen und zahlreiche kleine Gypskristalle. Die Quellbarkeit der Tone ist sicherlich zum Teil für die lokale Tektonik der argille scagliose verantwortlich. In der geologischen Literatur wird diese mit den Bezeichnungen Diapyrstruktur, Eruptivstruktur, Quellstruktur oder Fließbewegung angedeutet. Auf Einzelheiten soll später eingegangen werden. Ein sehr typischer Bestandteil der argille scagliose sind die zahlreichen, kleinen Markasit- und Manganknöllchen und sehr dunklen Blättchen, die als Mangananreicherungen gedeutet werden. Zweifellos ist diesem Mangan Gehalt zusammen mit einem beträchtlichen, wenn auch nicht sehr hohen, Gehalt an Eisenoxiden die eigenartige Farbe der argille scagliose zuzuschreiben. Auffallend ist das Auftreten von wenigen Kalzit- und Quarzkörnern, sowie von vulkanischem Glas.

Bis dahin wurden diese Tone noch nicht genügend mit modernen petrographischen Methoden untersucht. GALLITELLI (310, 311) gibt in Tönen der emilianischen argille scagliose das Vorhandensein von Kaolinit und Illit an.

Wir haben acht Proben der argille scagliose von verschiedenen Lokalitäten gesammelt in der Hoffnung Mikrofossilien isolieren zu können, aber bestimmbare Foraminiferen konnten in keiner Probe nachgewiesen werden.

Eine genaue, auf einer geologischen Karte darstellbare Abgrenzung der eigentlichen argille scagliose von den darüber liegenden Gliedern der Torrettaserie und des Mio-Pliozäns, und von den einzelnen Einschaltungen ist noch nicht möglich. Die auf unserer Kartenskizze angegebenen Grenzen sind nur als Interpolationen zu betrachten. Besonders schwierig ist die Unterscheidung von den Tönen des Mio-Pliozäns, die, namentlich im Frühling, gleiche Farbtöne wie die der argille scagliose aufweisen. Diese Schwierigkeit führte wahrscheinlich im Apennin Campaniens, der Molise und der Basilicata zur Annahme des Vorhandenseins von argille scagliose und «Flysch»-Formationen, die wahrscheinlich eher als Mio-Pliozän gedeutet werden sollten (siehe S. 111). Auf eine Verwechslungsmöglichkeit der argille scagliose mit anderen Bildungen weist vor allem auch STAUB (735) hin.

c. Radiolariengesteine und Kohlen der Serie von Taranta.

(1) *Definition:* Als Tarantaserie wird eine Serie von Radiolariengesteinen bezeichnet, die ca. 2 km NE Taranta auftritt und die sich an zahlreichen anderen Stellen unseres Gebietes als lokales Zwischenelement in der Serie der argille scagliose zu erkennen gibt. Ohne Zweifel ist unsere Serie von Taranta, wie wir neuerdings in Süditalien feststellen konnten, mit den «ftaniti» der Geologen Süditaliens identisch. Wir fanden die gleichen Gesteine zwischen Campobasso und Larino, bei Potenza, Valsinni und bei S. Angelo dei Lombardi. Ihrer Mächtigkeit und ihrem Vorkommen nach ist sie als untergeordnet zu betrachten, doch hat sie für die genetische Interpretation der argille scagliose und auch für das allgemeine Verständnis der Genese von Radiolariengesteine eine große Bedeutung, weshalb ihr besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Die diesbezüglichen petrographisch-mikroskopischen Untersuchungen wurden gemeinsam mit Herrn J. NEHER durchgeführt, dem wir auch noch an dieser Stelle unsern herzlichsten Dank aussprechen möchten. Ohne seine große Erfahrung im Mikroskopieren, besonders bei den stärksten Vergrößerungen, wären wohl die im Folgenden beschriebenen Resultate kaum erhalten worden. Ferner trugen fruchtbare Diskussionen mit J. NEHER über die zahlreichen Probleme der Radiolariengesteine viel zur Klärung der Ideen bei.

(2) *Profile:* Wir konnten einige wenige Profile der Serie von Taranta aufnehmen. Die Gesteinsbezeichnungen sollen im nächsten Abschnitt genauer umschrieben werden.

aa. *Profil ca. 1,5 km ENE von Taranta.* Ein ca. 15 m hoher Aufschluß mit horizontal liegenden Radiolariengesteinen. Von oben nach unten:

- 7 m Rötlich, weißer, feingebänderter, kieseliger, poröser Porzellanit in ca. 2—4 cm breiten Schichten mit schmalen Zwischenlagen eines roten-rotbraunen, splitterigen Tones, mit zahlreichen, 0,1 cm bis mehrere cm großen Manganknollen. An den Schichtgrenzen Manganimpregnationen, mit kleinen Dendriten.
- 3 m Schwarze bis braune, wolkige, oft grau anwitternde, Kiesellagen, wechsellagernd, mit schwarzen, rötlichen oder weißlichen, feingebänderten Porzellaniten mit Kieselkonzentrationen längs den Spaltrissen.
- 2—3 m Rosarötlich, bald weißlich, feingebänderter Porzellanit in 1—5 cm mächtigen Lagen mit tonigen Zwischenlagen. Klüfte stark limonitisiert.
- x m Rote-rotbraune argille scagliose.

bb. Profil Costa delle Corone, 1,5 km W von Gessopalena. 1 m mächtiger Aufschluß von oben nach unten :

Roter-rotbrauner Ton mit Manganknollen.
Rosaroter Porzellanit.
Graue bis schwarze Kieselagen.
Weißer-schwarzer Kiesel.
Kalksandstein

cc. Profil unterhalb Masseria S. Agata, ca. 2 km W von Gessopalena. 1,20 m hoher Aufschluß; die Schichten fallen etwa 50° bergewärts. Von oben nach unten:

0,30 m Rosa-rötlich, 1—3 cm mächtige Bänkchen Porzellanit mit einigen Bändern eines roten Tones mit Manganknollen.
0,20 m Vorwiegend rötlicher Porzellanit.
0,07 m Kohle mit tonigen Zwischenlagen.
0,10 m Rötlicher Porzellanit mit Tonlagen mit Manganknollen.
0,02 m Brauner, bituminöser Porzellanit mit gelblichen schwefelartigen Ausblühungen.
0,10 m Bituminöse Kohle mit gelblichen und weißlichen gypsartigen Ausblühungen.
0,20 m Wechsellagerung von schwarzem Porzellanit mit rötlichem Porzellanit und wenigen rötlichen Tonlagen. Einige Porzellanitlagen sind mehr als 0,06 m mächtig.
0,05 m Bituminöse Kohle.
0,10 m Porzellanitlagen mit Tonbändern.
0,05 m Bituminöse Kohle.
darunter Porzellanit, rote Tone und argille scagliose.

Weitere kleine Aufschlüsse der Formationen befinden sich in der Regione Decontra 3 km SE Lama dei Peligini, in der Regione Li Valloni zwischen Roccasalegna und Casoli, im Fosso Lajo etwa 3 km nördlich Casoli, ein Kohlenvorkommen bei Roccasalegna gehört vielleicht auch in diese Serie. Die obigen Profile waren alle in halbverfallenen Kohlenschürfungen aufgeschlossen. Beim Suchen der Aufschlüsse erkundigt man sich am besten bei den Einwohnern der Gegend nach Kohlenfundstellen.

(3) Allgemeine Probleme der Radiolarite und Kieselgesteine.

Eine nähere Untersuchung der Gesteine der Serie von Taranta führte uns dazu, die genetischen Deutungen von Radiolariengesteinen im speziellen und von Kieselgesteinen im allgemeinen, sowie deren mögliche Zusammenhänge mit meist basischen Intrusionen etwas eingehender zu studieren. Darstellungen der Probleme, an die wir uns im Folgenden halten werden, finden sich bei WENK (829), KOBAYASHI & KIMURA (399) und SCHWAN (665).

Auf Grund aktualistischer Erwägungen gelangten PANTANELLI (532), MOLENGRAAFF (482, 483) und STEINMANN (740, 742—744) und andere zum Schluß, die Radiolarite der Alpen, der Apenninen und Borneos entsprächen den Sedimenten der Tiefseegräben im malaischen Archipel und in den Antillen; sie seien also eigentliche Tiefseebildungen, die aber in Landnähe abgelagert wurden. Die Auflösung von CaCO_3 mit zunehmender Tiefe soll zu einer Anreicherung der kieseligen Skelette der Radiolarien am Boden der Tiefsee führen. CORRENS (186), WATTENBERG (824, 825), KUENEN (413) und andere zeigten, daß diese Auflösung nicht allein durch Druckzunahme und Temperaturabnahme in der Tiefe bedingt ist, ebenso ausschlaggebend können CO_2 -Konzentrationen und Salinität sein. Die Ergebnisse der Snelliusexpedition (414) haben zudem gezeigt, daß es in den Tiefseegräben Indonesiens nicht zur Sedimentation von Radiolarienschlick gekommen ist. Es muß dabei allerdings betont werden, daß das Beobachtungsnetz einer Tiefsee-Expedition naturgemäß sehr weitmaschig ist, so daß obgenannte Beobachtungen kaum als allgemeingültig betrachtet werden können, obwohl ihnen große Bedeutung beigemessen werden muß.

WENK (829) betont, daß die Problemstellung, die zur Lösung der Frage der Radiolarit-entstehung führen sollte, zu einfach gestellt wurde. Nicht nur sollten die Fragen nach den

Einflüssen der Tiefenstufe, der Landferne, des Druckes, der Temperatur und der Durchlüftung im Radiolarienmeer gelöst werden, sondern vor allem das Problem der Abstammung und der Anreicherungsbedingungen der Kieselsäure. Stammt diese von den Radiolarienskeletten, so bleibt die Frage offen, woher diese plötzlich über so viel Kieselsäure verfügten. Schon MURRAY (499, 500) vermutete, der durchschnittliche Kieselsäuregehalt des Meerwassers sei zu gering, um das Massenaufreten von Radiolarien und Diatomeen zu erklären, weshalb er an die Möglichkeit der Verwendung chemisch gebundener Kieselsäure zum Aufbau der Gerüstsubstanz von Radiolarien dachte. Von MURRAY & IRVINE (500) ausgeführte Versuche haben in der Tat gezeigt, daß Diatomeen Alumosilikate abbauen und daraus Kieselsäure beziehen. Entsprechende Versuche für Radiolarien wurden bis dahin nicht gemacht.

NEEB (414) fand eine Abhängigkeit der Kieselsäurekonzentration des Meerwassers von der Korngröße und Zusammensetzung des absinkenden terrigenen Materials. Feine vulkanische Tone sollen mehr kieselige Organismen enthalten als terrigene Tone mit groben Quarzdetritus.

In den geologischen Formationen findet man häufig ein gleichzeitiges Vorkommen von Radiolarien mit Ophioliten, (letztere im Sinne von BURRI & NIGGLI, 98). Ein solches gleichzeitiges Vorkommen wurde schon von STEINMANN hervorgehoben, nach dem die Kombination rote Tone, Radiolarite und Ophiolite für Tiefseesedimente sprechen sollte. Schweremessungen bestätigten die Auffassung, daß unter ausgedehnten Teilen der Tiefsee große basische und ultrabasische Massen vorhanden sind. Es fragt sich daher, ob das gemeinsame Auftreten von Radiolariten und Ophioliten auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen sei, oder ob die Bildung der Radiolarite eine Folge der Eruption ophiolitischer Massen sei. Zum letzten Schluß gelangten schon früh PANTANELLI (535, 536) und LOTTI (449), die Zusammenhänge submariner Lavaergüsse mit Ablagerungen von Radiolarienhornsteinen zu erkennen glaubten. Die Betrachtung der petrographischen Zusammenhänge von Tuffen, Spiliten, Kissenlaven und Ophioliten, die WENK (829), in Anlehnung an die Arbeiten von DEWEY & FLETT (234), von BURRI & NIGGLI (98) und anderer Autoren gibt, führte ihn zu folgender Schlußfolgerung: «Die postmagmatisch-hydrothermalen und metasomatischen Veränderungen und Kontaktbildungen, beweisen, daß bei der Intrusion und Erstarrung von spilitischen Magmen in den äußeren Schalen der Erdkruste unter anderem Kieselsäure in das Nebengestein abwandert», und weiter: «Die im Uberschuß vorhandenen natron- und kiesel-säure-reichen Lösungen und Dämpfe entweichen in das Meerwasser und schaffen dort auf weite Distanzen ausgezeichnete Bedingungen für die Entwicklung kieseliger Organismen und fördern auch die anorganische Ausfällung von Kieselsäure». Mit der submarinen Effusion oder Explosion ist eine CO₂-Abgabe verbunden, die nach WATTENBERG (824, 825) und anderen zu einer erhöhten Löslichkeit von Kalk führt. Ferner kann bei vulkanischen Ausbrüchen auch feinkörniges Silikatmaterial die Bildung von Tuffen ermöglichen, die für Kieselorganismen günstig sein können.

So bestehen mancherlei Möglichkeiten eine Kieselanreicherung im Meereswasser zu erklären. Wir zitieren WENK weiter: «Nicht nur die Assoziationen von radiolarienreichen, kieseligen Sedimenten mit spilitischen Ergußgesteinen, sondern auch ihre Vergesellschaftung mit Tuffen kann als Folge der Effusion wasserreicher, alkalibasaltischer Magmen und als Folge der damit verbundenen oder auch selbständig auftretenden submarinen vulkanischen Explosionen und Exhalationen gedeutet werden. Diese Prozesse sind nicht an bestimmte Meerestiefen gebunden, sie können auch in landnahen Ozeangebieten Bedingungen schaffen, wie sie sonst nur in der landfernen Tiefsee verwirklicht sind».

Die Erklärungen und Diskussionen WENK's sind mehr oder weniger zufriedenstellend und engen die Problematik der Genesis von Radiolariengesteinen und ihres Zusammenhanges mit basischen Eruptiven bedeutend ein. In allerneuester Zeit gelangt SCHWAN (665) bei der Untersuchung des geologischen Auftretens der deutschen Kieselschiefer, die ja mit den uns interessierenden Gesteinen ähnlich und genetisch verwandt sind, zu durchaus analogen genetischen Schlußfolgerungen. Ein treffliches Beispiel, welches ähnliche Verhältnisse beschreibt, findet man in der schönen Arbeit von BRAMLETTE (85), der den Zusammenhang zwischen kieseligen Organismen und vulkanischen Erscheinungen hervorragend herausgeschält hat; der amerikanische Autor zeigte, daß in der Diatomeen führenden Montereyformation Kaliforniens eine Reihe von lithologischen Typen vorliegen, die durch einen von oben nach unten zunehmenden

Kieselsäuregehalt charakterisiert sind. Diagenetische Prozesse beeinflussen dabei die Verteilung, Anreicherung und Umformung der Kieselsäure, während die Kieselsäure der Diatomeenskelette mit vulkanischen Produkten (Tuffen) in Zusammenhang gebracht wird.

Es schien also verlockend, von den mitgeteilten Angaben ausgehend und in Zusammenhang mit der Genese der argille scagliose, die Radiolariengesteine und Kieselgesteine unseres Gebietes zu bearbeiten.

(4) *Nomenklatur der Radiolarien- und Kieselgesteine.*

CAYEUX (130—132), MILNER (478), HATCH, RASTALL & BLACK (361), TWENHOFEL (788), TARR (765), TALIAFERRO (759), BRAMLETTE (85) und NIGGLI (519) geben Einteilungen und Definitionen von Kieselgesteinen. Je nach der Themastellung weichen sie voneinander ab. Außerhalb unserer Betrachtung fallen hier die Kieselgesteine mit vorwiegend klastischen Kieselkomponenten (Sande, Sandsteine, Quarzite usw.), obschon von dieser Gruppe her auch Uebergänge in diejenige der eigentlichen verkieselten Gesteine bestehen.

Auf die Entstehungsweise begründete Obereinteilungen lehnen wir, in Anbetracht der noch stark diskutierten Genese der Gesteine ab. Eine großangelegte Systematik der Kieselgesteine hätte lediglich einen didaktischen oder memnotechnischen Zweck, der nicht mit demjenigen unserer Arbeit zusammenfällt. Wir beschränken uns darauf, eine Zusammenstellung und Definitionen der Typen zu geben, die für unsere Arbeit von Bedeutung sind, weshalb die folgenden Betrachtungen keinen Anspruch auf Vollständigkeit ergeben.

Bei den verschiedenen Kieselgesteinen sollte die Kennzeichnung entweder auf die in ihnen enthaltenen kieseligen Organismen begründet sein oder auf makroskopisch erkennbare physikalische oder chemische Eigenschaften, wie z. B. den Grad der Verkieselung (= in unserem Fall, Gehalt an reinen SiO_2 -Mineralien wie Quarz, Chalcedon und Opal usw.).

So stehen die Begriffe Radiolarit, Diatomit, Spongiolith usw., den Begriffen kieselreicher Schlamm, Schlick, Mergel, Ton oder Kalk, porzellaner Gesteine, Kiesel- und Kieselchiefer gegenüber.

Der Ausdruck «Verkieselung» soll darauf hinweisen, daß ein vorhandenes Gesteins- oder organisches Material von Kieselsäure verdrängt wurde, wobei die Form des Materials erhalten blieb. Er steht im Kontrast zur «Einkieselung», bei der die Kieselsäure vorhandene Hohlräume eines Gesteins ausfüllt und dieses verkittet, und zum Ausdruck «Durchkieselung», bei der ein vorhandenes Material von Kieselsäure durchdrungen wird, ohne daß beide wesentlich gestört wurden (STORZ, 751, 752).

Ferner sollte der Grad der Diagenese und der Metamorphose (z. B. im Falle alpiner Radiolarite berücksichtigt werden.

Bei niedrigem Verkieselungsgrad wird der üblichen Gesteinsbezeichnung das Wort verkieselt beifügt. Bei höherer Verkieselung erweist sich der Begriff «Porzellane Gesteine» (TALIAFERRO, 759) als gut brauchbar. Unter einem Porzellanit verstehen wir ein tonhaltiges Gestein, das weniger hart, dicht und glasig ausgebildet ist als eigentlicher Hornstein. Die außerordentlich feine Porosität und der Anteil an tonigen Gemengteilen verleiht dem Gestein einen matten, an unglasierten Porzellan erinnernden Glanz. Nach BRAMLETTE (85) ist keine Farbvorstellung mit dem Begriff verbunden. Mit zunehmender Verschieferung erhält man einen porzellanen Schiefer- oder Tonmergel. Es sind somit alle Uebergänge zu schwach oder nicht verkieselten, tonigen Gesteinen vorhanden. Nach BRAMLETTE bestehen porzellane Gesteine aus einer Mischung von Peliten, besonders Tonen, mit schwankenden, aber stets großen Anteilen an Kieselsäure meist in Form von Opal. Schließlich gelangt man zur extrem verkieselten Gruppe der eigentlichen Hornsteine und Kieselchiefer, die beinahe reine Kieselgesteine darstellen und meist aus Chalcedon und Quarz bestehen. Der Name Kieselchiefer wird für etwas weniger reine, geschieferte, kieselige Gesteine gebraucht, er deckt sich zum Teil mit dem Begriff der porzellanen Schiefermergel. Der Unterschied mag darin liegen, daß Kieselchiefer mehr Chalcedon und Quarz enthalten. Jaspis ist eine rotgefärbte, Flint eine dunkelgefärbte und Lydit nach TWENHOFEL (788) und TARR (765) eine durch Kohlepigment sehr dunkel gefärbte, nach CORRENS (186) aber eine paläozoische Varietät eines Kieselgesteins. Der Ausdruck Phthanit entspricht

einen ziemlich tonigen Kieselchiefer — porzellanen Schiefer. In der älteren Literatur häufig vorkommend, sollte dieser Ausdruck nicht vergessen werden, obschon die oben erwähnten Begriffe besser definiert sind. Wir unterscheiden somit

A. nach dem Verkieselungsgrad:

1. Schwach verkieselte Gesteine.
2. Stark verkieselte, meist tonige und poröse Gesteine: Porzellane Gesteine (porcelaneous rocks).
3. Sehr stark verkieselte Hornsteine und Kieselchiefer (Chert und cherty shale).

B. nach dem Fossilinhalt:

1. Radiolarite
2. Diatomite
3. Spongiolithe usw.

Zwischen diesen Typen sind alle Variationen möglich. Durch Kombinieren der Begriffe erhält man eine brauchbare Terminologie, die nicht zu stark von der herkömmlichen abweicht. Es wäre natürlich erwünscht, quantitativ den Verkieselungsgrad und die Art des Auftretens der SiO_2 -Mineralien genauer zu fassen, doch ist das nur auf Grund einer umfassenden petrographischen Studie möglich, die außerhalb der hier gestellten Aufgabe lag. Schließlich sei darauf hingewiesen, daß nicht nur Kieselgesteine, sondern auch Kalke oder Mergel und andere Sedimente massenweise Radiolarien und Diatomeen enthalten können, so daß Radiolarienkalk und Radiolarienmergel, obschon sie kaum als verkieselte Gesteine zu betrachten sind, doch Uebergänge zu den oben unterschiedenen Typen bilden können.

(5) Die Mineralien der Kieselgesteine.

SiO_2 tritt in unseren Gesteinen meistens entweder als wasserarmes Gel (Opal) oder als feinfaseriger Quarz (Chalcedon und Quarzin), oder schließlich als mehr oder weniger feinkörniger Quarz auf. Makroskopisch ist Opal kaum von Chalcedon und Quarzin zu unterscheiden. Mikroskopisch ist eine letzte Differenzierung zwischen Chalcedon und Quarzin schwierig festzustellen, doch ist diese für uns vorläufig ohne Bedeutung. Opal organischer Herkunft erscheint homogener als der in der Grundmasse kieseliger Gesteine vorhandene Opal (BRAMLETTE, 85).

Die Bezeichnung Montmorillonit wird im folgenden für ein isotropes, toniges Mineral benutzt, in Dünnschliffen fiel eine Ähnlichkeit mit dem Material von F. HOFMANN (379) auf. Die Bestimmung ist unsicher, sie wird aber gestützt durch die feststellbare, starke Aufsaugefähigkeit und durch das sehr niedrige spezifische Gewicht des Gesteins, Eigenschaften, die nicht nur durch die selbst mikroskopisch nicht feststellbare Porosität bedingt sein können. Wir gehen somit wohl kaum fehl, wenn wir ein bentonitisches Tonmineral vermuten und dieses provisorisch als Montmorillonit bezeichnen. Eine Bestätigung unserer Vermutung können allein chemische Analysen und röntgenographische Untersuchungen geben.

(6) Lithologische Beschreibung der Serie von Taranta:

aa. Rotbraune Tone: Sie bilden die schmalen, eingeschalteten Lagen zwischen den verkieselten Gesteinen, sind mit gewissen Typen der argille scagliose identisch, brechen meist in zahlreiche, glänzende Splitter und enthalten viele Manganknollen, die hier in kleinen Eiern von wenigen Millimeter Durchmesser bis zu mehreren Centimeter großen Knollen auftreten. Schlemmpben zeigen, daß sie keine Fossilien enthalten. Die mineralogische Zusammensetzung wurde nicht untersucht.

bb. Porzellane Radiolariengesteine:

aa' Hellrosa-dunkelroter, toniger Porzellanit mit ausgesprochen dünngebänderter, an Varven erinnernder Struktur und bunkelbraunen-schwarzen Zwischenlagen.

Grundmasse: Isotrop (Montmorillonit), meist mit spärlich verteilten, serizitähnlichen Blättchen. Rötlich-rotbraune Bänder durch limonitisches Pigment gefärbt. Dunkelbraune Partien sind wahrscheinlich Erzanreicherungen.

- Fossilien:** Vorwiegend Spumellarien, wenige Nasselarien (Verhältnis höchstens 100:10), zahlreiche Radiolarienstacheln. Das Radiolarienskelett besteht aus mikrokristallinem Quarz, der Kern aus Chalcedon. In vielen Fällen tritt auch im Kern an Stelle des Chalcedons mikrokristalliner Quarz. In dunklen Partien ist der Kern der Radiolarien isotrop und wahrscheinlich mit der Grundmasse ausgefüllt. Die Radiolarien sind prachtvoll erhalten und zeigen alle Feinheiten der ursprünglichen Struktur.
- bb'. Hellrosa, oft dunkelrot, weißlich oder schwarz feingebänderter poröser Porzellanit (Varvenstruktur), oft mit kleinen, mit Chalcedon gefüllten Klüften und Mangandendriten.**
- Grundmasse:** Gemisch von mikrokristallinem Quarz und isotropem Material, welches meist Montmorillonit und Opal sein dürfte. Das Material ist so feinkristallin, daß auch bei den stärksten Vergrößerungen (2000 ×) keine genaue Bestimmung möglich ist. Einzelne Körner von eingeschwemmtem Material und vulkanischem Glas konnten festgestellt werden. In vielen Dünnschliffen tritt der Quarz in der Grundmasse ganz zurück. Auffallend sind in den einzelnen Dünnschliffen die lagig angeordneten serizitähnlichen Blättchen. Limonitisches Pigment.
- Fossilien:** Vorwiegend Spumellarien, spärliche Nasselarien. Zahlreiche Radiolarienstacheln und größere Spongiennadeln. Die Schalen sind nicht mehr so gut erhalten, doch sind die Poren noch deutlich erkennbar. Die Schalensubstanz ist immer mikrokristalliner Quarz, der Kern der Radiolarien besteht meist aus Chalcedon oder mikrokristallinem Quarz, in wenigen Dünnschliffen treten an deren Stelle große Individuen von neugebildetem Quarz. In den Radiolarien finden sich meist Rutilnadeln. Bei starken Vergrößerungen erkennt man noch pflanzliche Sporen.
- cc'. Hellroter-hellbrauner, brekziöser, mit roten, limonitischen Adern durchsetzter Porzellanit.**
- Grundmasse:** Radiolarienarm; Gemisch von Opal und Montmorillonit, durchsetzt von feinsten serizitähnlichen Schüppchen. Rutilstäbchen und -Kniezwillinge sind fein verteilt. Sporadische Glassplitter.
- Komponenten:** Radiolarienreich, sonst gleich wie Grundmasse, nur stärker durch das limonitische Pigment verfärbt.
- Fossilien:** Radiolarien, mehr Spumellarien als Nasselarien. Zahlreiche Radiolarienstacheln. Radiolarien meist aus mikrokristallinem Quarz, seltener mit Chalcedonkern.
- dd'. Hellbrauner brekziöser, toniger Porzellanit. In einer helleren, tonigen Grundmasse, erkennt man ausgesprochen eckige, dunklere Fragmente.**
- Grundmasse:** Radiolarienreich, isotrop (Montmorillonit- und Opal), mit zahlreichen, lagig angeordneten Serizitblättchen, limonitisch verfärbt.
- Komponenten:** Ebenso, nur durch ein schwarzes Pigment (Pyrit) dunkler gefärbt.
- Fossilien:** Radiolarien meist gut erhalten, die Schalen selber bestehen aus mikrokristallinem Quarz, der oft total in der Grundmasse aufgeht. Der Kern geht meist vollkommen in der Grundmasse auf. Trotzdem blieben oft Feinheiten der Schalenstruktur erhalten.
- ee'. Brauner, schwarzer, kohliger, oft bituminöser Porzellanit.**
- Grundmasse:** Isotrop (Opal und Montmorillonit), mit etwas mikrokristallinem Quarz, porös, durch Bitumen und kohlige Pflanzenreste schwarz-dunkelbraun gefärbt. Stellenweise serizitische Schüppchen.
- Fossilien:** Radiolarien meist durch mikrokristallinen Quarz ausgefüllt, seltener durch Chalcedon und in wenigen Fällen durch große, neugebildete Quarzindividuen. Radiolarienstacheln. Pflanzliche Sporen sind bei starker Vergrößerung in großer Menge zu erkennen, sie sind meistens durch ein dunkelbraunes Pigment gefärbt. Häcksel mit oft gut erkennbaren Strukturen pflanzlicher Zellen sind ebenfalls recht häufig.
- cc. Radiolarien-Hornsteine: Schwarzer, braun oder grau anwitternder, bituminöser Radiolarien-Hornstein.**
- Grundmasse:** Mikrokristalliner Quarz, wenig isotropes Material. Viel kohliges oder bituminöses Pigment. Kleine Splitter von Glas.
- Fossilien:** Radiolarien nur noch erkennbar in Form von Pigmentaussparungen, meist aus mikrokristallinem Quarz. Die länglichen Pflanzenhäcksel sind kohlige, meist

verkieselt und verraten noch deutlich die Struktur pflanzlicher Zellen. Kleine, gekrümmte, sackartige Bildungen mit einem Rillenornament enthalten oft Sporen. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eigentliche Sporangien, die erhalten geblieben sind.

dd. Kohle: Schwarze, blättrige Kohle. An den Bruchflächen glänzend, die Schichtflächen sind meist mit Schwefel und Gyps-ähnlichen Ausblühungen besetzt. Die Kohle ist ausgesprochen bituminös. Unter dem Mikroskop läßt sich weiter keine Struktur erkennen.

ee. Brekziöser Radiolarien-Hornstein: Dunkelbraune, brekziöse Radiolarien-Hornsteine mit rotbraunen, limonitischen, wolkigen Trübungen mit typischer Struktur. Grundmasse: Isotrop (Opal) mit spärlichen, serizitähnlichen Schüppchen, ohne Radiolarien. Komponenten: Braune, limonitisch verfärbte, eckige, von einem feinfaserigen Chalcedonsaum umrandete Trümmer, kristalliner Quarz und zahlreiche Radiolarien, die als rundliche Pigmentaussparungen im mikrokristallinen Quarz erkennbar sind. Bei Zurücktreteten des Pigments erkennt man viele, lappig verwachsene, sehr feinkörnige Quarzindividuen.

Klüfte: Das ganze Gestein ist von zahlreichen, mit Chalcedon gefüllten Klüften durchsetzt, die stellenweise das ursprüngliche Gestein vollkommen verdrängen. Chalcedon ist oft durch lappig verwachsene, sehr feinkörnige bis größere Quarzindividuen ersetzt.

Fossilien: Radiolarien (vorwiegend Spumellarien), Radiolarienstacheln.

ff. Sandstein: Sehr feinkörniger, ausschließlich aus Kalzitkörnern bestehender Sandstein. Grauer, eingekieselter Sandstein.

Grundmasse: Mikrokristalliner Quarz, mit Chalcedonrelikten.

Komponenten: Eckige und splitterige, kalzitische Körner, selten Glassplitter, zahlreiche Molluskentrümmer (Rudisten [?]).

gg. Radiolarien-Kalkbrekzien: Fein-kleinkörnige Radiolarien-Kalkbrekzie, aus Kalzitkörnern aufgebaut, mit rotem-braunem, limonitischem Bindemittel, mit zahlreichen, wulstigen Bildungen (Kriech- oder Frassspuren, die oft auf typisch litorale Bildungen hinweisen). Die obere Hälfte des Handstückes ist grobkörniger als die untere. In ihr erkennt man eckige Kalzitkörner, spärlich Biotit und Glas. Das Bindemittel ist limonitisch und sehr feinkörnig. Die untere radiolarienführende Hälfte ist sehr feinkörnig und meist kalzitisch. Einzelne kleine Rhomboeder deuten Dolomit an. Die Radiolarien bestehen aus grobkörnigerem Kalzit.

Die Zugehörigkeit dieses Gesteins, das nur in Form von Blöcken in den argille scagliose gefunden wurde, zur Serie von Taranta erscheint unsicher.

(7) Lithologische Beschreibung der Radiolarien- und Kieselgesteine von anderen Fundorten.

Aus unserem Untersuchungsgebiet kennen wir noch Radiolientuffe und -mergel aus der Torrettaserie, diese werden, um den stratigraphischen Zusammenhang der Beschreibung zu wahren, erst später beschrieben (S. 49 ff.). Ebenso werden die verschiedenen Kieselgesteine der oberen Kreide und des Eozäns der Maiella erst später behandelt. Vergleichsweise wurden aber außerdem noch einige andere Radioliengesteine von außerhalb unseres Gebietes gelegenen Fundstellen untersucht:

aa. Rote Radiolarien-Hornsteine der Mti. della Judica bei Catania (Sizilien): Die Stratigraphie dieser interessanten Berge ist sehr unklar. Die Kalke mit Kieselknollen und Halobien und Posydonomen werden in die obere Trias gestellt, was vorläufig unter Vorbehalt angenommen werden darf. Sie werden von der Wechsellagerung rote Mergel — Radiolarien-Hornsteine wahrscheinlich diskordant überlagert. Diese werden nach Analogien, bald der oberen Trias, bald liassischen Stufen zugeteilt, auf derselben Grundlage scheint es aber ebenso berechtigt, sie mit den südalpinen diaspri des Malm zu vergleichen. Die dichten, roten, muschelig brechenden Radiolarien-Hornsteine zeigen unter dem Mikroskop eine gleichmäßige Masse von mikrokristallinem Quarz, welche durch ein rotes, limonitisches Pigment verfärbt ist. Die den größten Teil des Gesteins einnehmenden Radiolarien sind als Pigmentaussparungen erkennbar. Ihr Kern ist in wenigen Fällen mit Chalcedon gefüllt, noch seltener durch größere Quarzindividuen. Das Gestein führt Erz. Von der Struktur der Radiolarien ist nichts mehr erhalten. Auch hier scheinen Spumellarien weit vorzuwiegen.

Einer unserer Dünnschliffe zeigt nur noch wenige Radiolarien. Die Grundmasse von mikrokristallinem Quarz ist hier von zahlreichen, kleinen Kalzitkörnern durchsetzt, die vielleicht Relikte sind.

bb. Radiolarien - Hornsteinknollen der Oberkreide von Gargano:

Fundort: Straßenkurve 1 km südlich von Fidazzola auf der Hauptstraße von Vieste nach Peschici.

Makroskopisch: Grauer-hellrötlicher Radiolarien-Hornstein mit wolkigen und lagigen, karbonatischen Trübungen.

Mikroskopisch: Grundmasse von mikrokristallinem Quarz mit lagigen Ansammlungen von Karbonat (Kalzit), das die Grundmasse überdeckt.

Fossilien: Radiolarien als kreisförmigen Ansammlungen von Chalcedon oder seltener, grobkristallinem Quarz. Es wurden nur Spumellarien festgestellt.

Fundort: 2,5 km südlich von Peschici, an der Straße nach Vieste.

Makroskopisch: Roter Radiolarien-Hornstein mit karbonatischen Schlieren und kreidigen weißen Kalkeinschlüssen. Die Kiesel kommen meist als Kugeln, Knollen und Lagen innerhalb der scaglia-Kalke der Oberkreide vor.

Mikroskopisch: Grundmasse: mikrokristalliner Quarz, stellenweise isotrop (Opal). Einzelne Karbonateinschlüsse (Siderit, Kalzit). Stellenweise braunes Pigment. Erz.

Fossilien: Radiolarien meist mit Chalcedon, oft mit isotroper Substanz gefüllt. Gümbelinen und Globotruncanen. Die Fossilien veranlassen die Bildung weißlicher Flecken, die bei mikroskopischer Betrachtung als bräunlich getrübbte Karbonatansammlungen erkannt werden.

cc. Verkieselter Radiolarienkalk von Gargano:

Fundort: 2,5 km südlich von Peschici, an der Straße nach Vieste.

Makroskopisch: Weißlicher, dunkelgrau gestreifter, verkieselter Kalk, der in schmalen Lagen in den scaglia-Kalken der Oberkreide vorkommt.

Mikroskopisch: Die Grundmasse besteht etwa zur Hälfte aus Karbonat (Kalzit), weiterhin aus isotropem Material (Opal), mikrokristallinem Quarz und Erz.

Fossilien: Radiolarien meist aus Chalcedon und Opal, seltener aus mikrokristallinem Quarz, außerdem zahlreiche Radiolarien- und Spongienstacheln.

(8) Sedimentationsverhältnisse der Serie von Taranta.

Die oben beschriebenen Gesteine der Tarantaserie weisen eine ganz ausgesprochene Schichtung auf. Die Lagen der verschiedenen lithologischen Typen sind durch oft messerscharfe Grenzen voneinander getrennt. Die Dicke einzelner Lagen beträgt oft Bruchteile von Millimetern, meist aber wenige Centimeter. Eine Gesetzmäßigkeit dieser scheinbar rhythmischen Schichtungen konnte nicht gefunden werden, da die Aufschlüsse hierfür zu dürftig waren.

Im Anschluß an BRAMLETTE (85), dessen Abbildungen der Montereygruppe an unsere Verhältnisse erinnern, gebrauchen wir auch für unsere Gesteine den SANDERschen Ausdruck «Rhythmit» (643) und weisen mangels genügender eigener Beobachtungen auf die genetischen Deutungen BRAMLETTE's hin: Das Fehlen von Auskeilungserscheinungen, Ripplemarks und anderen Zeugen von Strömungs- und Wellentätigkeit größeren Ausmasses in den nicht klastischen Teilen der Sedimentserie sind sehr bezeichnend; die wenigen klastischen Einlagerungen zeugen für periodische Zufuhr durch Strömungen oder Wellenbewegungen. Das rhythmisch wiederholte Auftreten ähnlicher Sedimente kann durch Tages-, Jahreszeiten oder Klimazyklen erklärt werden, die eine der Mächtigkeit der einzelnen Zyklen der rhythmischen Serie entsprechende Dauer gehabt haben. Für die Bruchteile von Millimetern mächtigen Schichten kämen Jahreszyklen, für die mächtigeren Bänder übergeordnete klimatische oder auch geologische Zyklen in Frage. Welcher Natur diese Zyklen in unserem Falle sind, läßt sich nicht entscheiden.

Unabhängig von der erschöpfenden genetischen Erklärung, läßt sich einiges über die Natur der Ablagerungsverhältnisse aussagen. Die Tatsache, daß unsere Rhythmite außerhalb des Einflusses von Strömungs- oder Wellentätigkeit abgelagert wurden, sagt an sich nichts über die Ablagerungstiefe aus, wohl aber bestätigt sie, daß hier das werdende Sediment kaum noch umgelagert wurde. Außerdem weist der Bitumengehalt darauf hin, daß diese ruhigen Sedimentationsprozesse sich in einem ungenügend durchlüfteten, marinen Milieu abwickelten und daß aus diesem Grunde nur wenige höhere benthonische Organismen zu finden sind. Die kleineren pelagischen Organismen sind dagegen häufig nur eingelagert, ohne daß ihre organische Körpersubstanz oxydieren könnte. So sind Rhythmite meist reich an organischem Material und können so prinzipiell «Oelmutterformationen» darstellen.

(9) Bemerkungen zu den Radiolarien.

Aus den Gesteinsbeschreibungen geht hervor, daß die Radiolarien bald ausgezeichnet, bald weniger gut, bald nur in Form von Pigmentaussparungen oder -ansammlungen erkennbar sind. Die eigentliche Schale besteht meist aus mikrokristallinem Quarz, der Kern aus Chalcedon, Quarz oder aus einer isotropen Masse, die oft Opal oder ein Gemisch von Opal und Montmorillonit sein kann. In eigentlichen Radiolarienkalken werden diese Mineralien vom Kalzit vollständig verdrängt. Zusätzlich sei noch bemerkt, daß in einigen Dünnschliffen bei starker Vergrößerung (2000 $\times$) Einschlüsse gefunden wurden, die im Folgenden näher umschrieben werden. Es handelt sich um kugelige Bildungen von dreierlei Natur:

a. Kleine kugelige Einschlüsse mit stachelartigen Fortsätzen, die sich in großer Anzahl, meistens am Innenrand der Radiolarienschale, finden. Es schien so, als ob «kleine» Radiolarien vorlägen.

b. Etwas größere, ebenfalls am Innenrand der Schale auftretende Kugeln, die bei starker Vergrößerung eine «gelartige» Struktur zeigen.

c. In den Kugeln von b., hier und da außerhalb dieser, doch stets im Innern des Radiolarienkalorienkörpers limonitische «Kerne», die bald einzeln bald zu zweit oder zu mehreren auftreten.

Ob es sich hier um Sporoblasten, Gameten oder Zooxantellen handelt, die durch alle Prozesse der Gesteinsbildung hin erhalten worden sind, sollte an Hand von umfangreichem Material durch einen Spezialisten entschieden werden. Die Natur der Einschlüsse, besonders der kleinen Kugeln, ist wahrscheinlich primär organisch. Ähnliche nicht zum eigentlichen Skelett gehörende organische Teile wie die Kapselmembran und die Calymna der Radiolarien beschreiben ABERDEEN (3) und SCHWARZ (668).

Es soll noch gerechtfertigt werden, warum die oft ausgezeichnet erhaltenen Radiolarien nicht näher bestimmt und nicht für stratigraphische Zwecke verwendet wurden. Die Systematik der Radiolarien ist schwer zu übersehen und ihre Bestimmung Aufgabe der Spezialisten. Die Aufstellung allzu zahlreicher Arten hängt vielleicht damit zusammen, daß zur Zeit HAECKEL's (344—346) die verschiedenen Entwicklungsstadien der Radiolarien noch ungenügend bekannt waren. Seitdem wurden diese aber durch die Arbeiten von BRANDT (86), ENRIQUES (267, 268), SCHEWIAKOFF (659) und anderen Zoologen wenigstens teilweise geklärt. Es sei ferner darauf hingewiesen, daß nach den biometrischen Untersuchungen von SCHREIBER (661) bei Radiolarien ein ausgesprochener Dimorphismus auftreten kann. Dieser Autor unterschied im Golf von Neapel eine kleine und eine große Form von *Challengeron diodon* HAECKEL. Die große, als var. *bathybia* bezeichnete Form findet sich fast ausschließlich in 1000 m Tiefe. Die kleine tritt in allen Meerestiefen auf, sie hat aber zwei Frequenzmaxima bei 600 m, eines im Frühling und eines im Herbst; im Sommer und im Winter ist sie bei 1000 m häufiger. Die große Varietät ist konstanter auf ihre Tiefe beschränkt. Diese ver-

schiedene jahreszeitliche Verteilung gehört offenbar in das Bild des Lebenszyklus der Radiolarien. Möglicherweise handelt es sich um einen Dimorphismus, wie er bei Foraminiferen ausgeprägt ist. Aus dem Studium der Literatur geht hervor, daß die Berechtigung zahlreicher Spezies von zoologischer Seite oft anzweifelt wird, während die HAECKEL'sche Großenteilung trotz verschiedener Kritiken (verg. TAN SIN HOK, 762, 763 und POPOFSKY, 561) doch noch meistens anerkannt wird.

Fossile Radiolarien wurden öfters bestimmt. KOBAYASHI & KIMURA (399) weisen auf Bestimmungsschwierigkeiten in Dünnschliffen hin, da Radiolarienschnitte nur schwierig orientiert werden können und der Verlust der zerbrechlichen Stacheln zu einer falschen Gattungsbestimmungen führen kann. Diese mit Uebung und kritischer Einstellung sicherlich überwindbaren Hindernisse machen aber die Radiolarienbestimmung zu einer ausgesprochenen Spezialistenarbeit. Bestimmungen wie etwa diejenigen GRUNAU's (339) lehnen wir aus diesen Gründen ab.

Nach RUEST (608—611) soll der prozentuale Anteil der Cyrtioidea an einer Radiolarienfauna für eine grobe stratigraphische Einordnung verwendbar sein. 22 % sollen für Paläozoikum, 55 % für Jura, 35 % für Kreide und 50 % für Tertiär sprechen. KOBAYASHI & KIMURA (399) betonen, daß es sehr davon abhängt, ob man den prozentualen Anteil der Genera, der Spezies oder der Individuen berechnet, was verschiedene Werte ergibt. Man muß sich also fragen, welche Methode zu befolgen ist und wieviel Dünnschliffe man durchbestimmen müßte, um zu einem zuverlässigen Resultat zu gelangen. Fossile Radiolarien sind außerdem Thanatozoenosen, bei denen berücksichtigt werden muß, daß Spumellarien und Acantharien sich mit Vorliebe an der Meeresoberfläche aufhalten, während Nasselarien und Phaeodarien eher an die tieferen und tiefsten Meereszonen gebunden sein sollen, so daß ein Nasselarien-armes Radiolariengestein einerseits als in geringer Tiefe entstanden aufgefaßt werden kann, andererseits nach RUEST für eine gewisse geologische Epoche charakterisiert ist.

Die Methode von RUEST sollte deshalb aus diesen und anderen Gründen nicht mehr verwendet werden. Auf ihrer Anwendung beruhende Fehlschlüsse wurden in besonders krasser Weise bei der Deutung der Danau-formation Borneos deutlich (vergl. Lit. 38, 482, 483, 590 usw.), GRUNAU (339) konnte bei den oberjurassischen Radiolariten des Tessins das gleiche feststellen, KOBAYASHI & KIMURA (399) und TAN SIN HOK (762, 763) stehen ebenfalls den RUEST'schen Methoden skeptisch gegenüber. Es zeigt sich, daß die Zusammensetzung der Radiolarienfaunen sehr stark von oekologischen Bedingungen diktiert wird und daß ihr stratigraphischer Leitwert noch besser herausgearbeitet werden sollte, was zur Folge hat, daß Schlüsse, die wir aus der Zusammensetzung einer Radiolarienfauna ziehen, nur dann zwingend sind, wenn einmal die gesamten Faunen systematisch, zoologisch, paläontologisch und oekologisch neu untersucht sein werden.

Man sollte sich schließlich auch an folgende oekologische und tiergeographische Tatsachen erinnern:

(1) Radiolarien sind Kosmopoliten, die in allen Meeres- und Klimazonen leben (Mittelmeer, Nordsee, Südpolarmeer usw.).

(2) Formen mit groben Skeletten sind in großen Tiefen häufiger, was einerseits auf eine Anpassung an größere Tiefen hinweist, anderseits mit der gegen die Tiefe zunehmenden Löslichkeit der zierlicheren Skelette zusammenhängen kann. Ein Zusammenhang zwischen Skelettdimension und Tiefe ist nur teilweise nachgewiesen (vergl. HAECKEL [344—346], HAECKER [347], SCHREIBER [661] und TAN SIN HOK [762—763]).

(3) Radiolarien bewegen sich passiv, mit Hilfe eines hydrostatischen Apparates können sie tagsüber in Tiefen von 200—300 m hinabsinken und des nachts wieder an die Oberfläche gelangen. Ueberdies lassen sie sich durch Strömungen verfrachten.

(4) Außerdem wird das Auftreten der Radiolarien durch Temperatur, Salinität, Wind und Wasserbewegungen und durch die Anwesenheit natürlicher Feinde reguliert. Verschiedene Arten haben verschiedene Optimalbedingungen, was aus der oft beschränkten lokalen Verbreitung einzelner rezenter Radiolarienspezies hervorgeht, (HAECKEL [344—346], HAECKER [347], BRANDT [861], SCHEWIAKOFF [659]). Allgemeingültige geltende Optimalbedingungen für Radiolarien können heute noch nicht angegeben werden. Eine gewisse Ähnlichkeit mit den optimalen Lebensbedingungen der Diatomeen ist sicherlich auffallend; die sich nur wenig überdeckenden Lebensbereiche der beiden Organismengruppen unterscheiden sich in erster Linie durch Temperatur und Salinitätsgrad. Sowohl Radiolarien, als auch Diatomeen scheinen bei einem erhöhten Gehalt an Kieselsäure in gebundener (vorzugsweise Tone und vulkanische Tuffe) oder freier Form zu gedeihen, wie das MURRAY & IRVINE (500) wenigstens für die Dia-

tomeen experimentell nachgewiesen haben. Ähnliche Gedankengänge findet man bei SPEZIA (724) und neuerdings bei SCHWAN (665).

(5) Nach WALTHER (820) können oberflächliche Strömungen Bedingungen schaffen, unter denen in küstennahen und brackischen Sedimenten Radiolarien abgelagert werden. Ruhige Sedimentationsverhältnisse können die Zerstörung der zierlichen Skelette verzögern, STEUER (745).

(6) Schließlich dienen Radiolarien Fischen, Krebsen und anderen pelagischen Tieren als Nahrung.

So können verschiedene Umstände erlauben, daß Radiolarien selbst in einem ihnen fremden Milieu abgelagert werden; aus Küstensedimenten können sie vom Wind leicht landeinwärts geweht und darum später sogar in kontinentalen Ablagerungen gefunden werden. STEUER (745) erwähnt, daß in den Watten häufig Foraminiferen-, Radiolarien-, und Diatomeengehäuse abgelagert werden. Zitieren wir schließlich TWENHOFEL (788): «The mere presence of abundant radiolarian tests is not positive evidence of any depth of water and certainly does not prove deep water.»

(10) Diskussion der Genese der Radiolariengesteine unseres Untersuchungsgebietes.

Anschließend an obige Bemerkungen läßt sich die Entstehung unserer Radiolariengesteine in großen Zügen wie folgt umschreiben:

Radiolarien lassen prinzipiell weder eine Faziesbestimmung noch, vorläufig, eine sichere Alterszuweisung zu. Es scheint, daß sie ihre Kieselsäure mit Vorliebe vulkanischen Tuffen entnommen haben, wie das unter anderem die Radiolarienmergel unserer Torrettaserie zeigen.

Die Frage der Genese der roten Tone und der argille scagliose ist noch zu sehr umstritten, als daß sie für eine Erklärung der Genese unserer Radiolariengesteine herbeigezogen werden könnte. Zudem werden wir unsere genetische Erklärung der Serie von Taranta, wenigstens teilweise, auf die argille scagliose ausdehnen, so daß wir in obigem Fall zu einem Zirkelschluß kämen.

Das Auftreten von Mangankongregationen wird von vielen Geologen mit vulkanischen, an basische Magmen gebundene Phänomenen, in Verbindung gebracht (NIGGLI [518], EPPRECHT [269], GEIGER [317], WIJKERSLOTH [836], und andere in der Biographie von WESTERVELD [830] erwähnte Autoren).

WESTERVELD (830) macht zusammenfassend darauf aufmerksam, daß der größte Teil der Manganlagerstätten der Welt mit vulkanischen Erscheinungen in Zusammenhang steht und daß nur wenige, meist aus der Aufarbeitung vulkanischer Vorkommen entstandene, sedimentäre Lagerstätten vorhanden sind.

Nach CORRENS (186) kann das Oxyd des 4-wertigen Mangans, der sogenannte Braunstein, in verschiedenen, mineralogisch nicht eindeutig definierten Ausbildungen auftreten. Chemisch handelt es sich um MnO_2 mit wechselndem Wassergehalt. Nach demselben Autor deckt sich bei den Sedimenten des mittleren atlantischen Ozeans eine Mn-reiche Zone mit einer solchen vulkanischer Gesteinsgemengteile. Hingegen sind die Mangananreicherungen der Tiefsee bis dahin noch nicht befriedigend erklärt worden; möglicherweise liegen chemische, zum Teil vielleicht auch bakterielle, Ausfällungen durch Flüsse zugeführten Mangans vor. Manganablagerungen (wie auch Phosphorsäure-, Kieselsäure- und Glaukonitbildungen) sind meist mit Sedimentationskondensation verbunden, die eine Anreicherung dieser Substanz gestatten. Die Mengen des auf dem Meeresboden ausgefällten Mangans entsprechen durchaus den Mengen des von subaerischen Erosionsprozessen herstammenden Mangans. Es besteht also vom Standpunkt der marinen Geologie aus gesehen kein Anlaß, vulkanische Erscheinungen bei der Genese der Mangananreicherungen eine Rolle spielen zu lassen. So lehnt KUENEN (413) eine Ableitung des in Tiefseeablagerungen auftretenden Mangans aus basischen Laven umgebender Länder oder des Seebodens ab, mit der Begründung, daß ein zu großes Volumen Lava benötigt wäre, um so große Mengen, wie sie rezent gefunden werden, zu liefern. HEWETT (374) jedoch macht darauf aufmerksam, daß die Sedimente der Ozeane, die von basischen Intrusiva umgeben sind, einen höheren Mangan Gehalt aufweisen, als diejenigen, die von anderen Gesteinen umgeben

sind. Mangankonkretionen sind also vielleicht doch teilweise an basische Eruptiva, andererseits oft auch an Sedimentationsunterbrüche oder Kondensationen gebunden.

Kohle und pflanzliche Reste: Ihr Auftreten in der Serie von Taranta ist ausschlaggebend für die Annahme, daß es sich hier um paralische Sedimente handelt. Während Sporen und Pflanzenhäcksel dies noch nicht eindeutig beweisen, scheint das flözartige Auftreten der Kohlen beweiskräftig zu sein.

Die Kieselsäure: Hier sollen die Fragen nach der Herkunft der Kieselsäure und nach ihren möglichen Umwandlungen besprochen werden. Diese Fragen, die von BRAMLETTE (85) in magistraler Art behandelt wurden, sollen für unser Gebiet unter Anlehnung an seine Arbeit diskutiert werden. BRAMLETTE gibt folgende, wie er betont, «provisorische» Uebersicht der verschiedenen Theorien über den Ursprung der Kieselsäure in marinen kieseligen Ablagerungen:

I. Anorganische Quellen der Kieselsäure.

- A. Ablagerung eines Sediments mit ungewöhnlich hohem Gehalt an klastischen Kieselsäuremineralien.
- B. Anorganische Ausfällung aus kieseläurereichen Wässern.
 - 1. Syngenetisch:
 - a. Kieselige Ausscheidungen aus vulkanischen Gesteinen.
 - b. Gelöste oder kolloidale von Flüssen herbeigeführte Kieselsäure.
 - 2. Epigenetisch:
 - a. Sekundäre Einführung von Kieselsäure durch Grund- oder Oberflächengewässer.
- C. Chemische Umwandlung und Wiederverteilung von aus Tuffen stammender Kieselsäure.
 - 1. Syngenetisch:
 - a. Durch Halmyrolyse oder submarine Verwitterung.
 - 2. Epigenetisch:
 - b. Während der Setzung (Compaction) und Gesteinswerdung (lithification).

Fortsetzung siehe unten.

II. Organische Quellen der Kieselsäure.

- A. Organische Ausfällung und Ansammlung durch kieselige Organismen.
- B. Chemische Umwandlung und Wiederverteilung der Kieselsäure von Organismen.
 - 1. Syngenetisch:
 - a. Durch Halmyrolyse oder submarine Verwitterung.
 - 2. Epigenetisch:
 - a. Diagenetische Umwandlung während der Setzung (compaction) und Gesteinswerdung (lithification).
 - b. Umwandlung durch dynamische und Kontaktmetamorphose.
 - c. Umwandlung durch Grund- oder Oberflächenwasser.

Die aufgezählten Möglichkeiten lassen sich natürlich kombinieren.

Im Folgenden sollen nur die für unsere Kieselgesteine in Frage kommenden Möglichkeiten behandelt werden.

(I. B. 1. a.) Kieselige Ausscheidungen aus vulkanischen Gesteinen, oder weiter gefaßt solche, die sich während vulkanischen Prozessen gebildet haben. Das gemeinsame Auftreten von Ophioliten und Radiolariten betonte schon STEINMANN (740, 742—744). Ebenso auffallend ist das gleichzeitige Auftreten von Mangankonkretionen. Es erhebt sich die Frage, ob bei submarinen vulkanischen Prozessen Kieselsäure direkt frei wird und sich in irgendeiner Form, sei es gelöst, sei es bei extremer Konzentration, als solche im Meer ausbreiten kann, und so schließlich zur Ablagerung von Kieselgesteinen führt. Diese Entstehung fordert DAVIS (219) für die Radiolariengesteine des Franciscan-group von Kalifornien und für die geschichteten Kiesel der Montereyformation Kaliforniens. Für die letztere Formation gab BRAMLETTE (85) eine andere, umfas-

sende Erklärung. Ähnliche Gedankengänge finden sich bei PANTANELLI (534, 535), LOTTI (449), KOSSMAT (403) und anderen. Ein basisches, an leichtflüchtigen Bestandteilen, Wasser, Na und Kohlensäure reiches Magma kann zur Bildung von kieselssäurereichen und natronreichen Spaltungsprodukten und von Fe- und Mn-reichen Teilschmelzen führen, wobei gerade die Kieselssäure die Tendenz hat, in das Nebengestein abzuwandern oder, im Falle submariner Effusionen, in Form von natronkieselssäurereichen Dämpfen in das Meerwasser zu entweichen, um dort die Bedingungen zu schaffen, die das Massenauftreten kieseliger Organismen begünstigen, wodurch es zur Bildung von Kieselgesteinen kommt (vergl. DEWEY & FLETT [234], KUEHNEL [417], BURRI & NIGGLI [98], WENK [829], TALIAFERRO [759] und Seite 25). Diesen vorläufig rein theoretischen Vorstellungen kommt für gewisse Fälle ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad zu. Direkt beweisende Beobachtungen dieser Vorgänge wurden bis jetzt noch nicht gemacht, sie dürften schwierig auszuführen sein, es sei denn, man versuche zur modellartigen Darstellung submariner Eruptionen und der Differentiation dabei beteiligter Magmen zu schreiten. Prinzipiell kann man zwar die Entstehung der Kieselsteine der Tarantaserie so erklären. Mangel an Beweismaterial und eine nicht mit allen Faktoren rechnende Vereinfachung führt uns jedoch dazu, die Erklärung nicht in dieser Form anzunehmen.

(I. B., 1. b) Durch Flüsse in großen Mengen ins Meer gebrachte Kieselssäure kann unter gewissen extremen Bedingungen ausgefällt werden. CORRENS (187) hat im Anschluß an Studien über die Löslichkeit von Kieselssäure festgestellt, daß die normalen Kieselssäuregehalte in Meeren ($2 \text{ mg SiO}_2/\text{Liter}$, [nach WATTENBERG, 826]), und in Flüssen ($2,8\text{—}9,8 \text{ SiO}_2/\text{Liter}$ [nach MOORE & MAYNARD]), weit unter der Sättigungsgrenze liegen. Somit ist Kieselssäure normalerweise in Flüssen und Meeren kaum im Solzustand zu erwarten. Aus der Lösung kann Kieselssäure entweder durch Konzentrationsänderung (durch Verdunstung oder Zufuhr von SiO_2) oder durch ^b Veränderung der P ausgeschieden werden. Die ausgeschiedene Kieselssäure tritt dann zunächst als Sol auf, das durch verschiedene Prozesse in den Gelzustand übergeführt werden kann. Kieselssäure kann aber auch aus ungesättigten Lösungen ausgeschieden werden, so durch Reaktion mit anderen Ionen oder durch Lebensprozesse von Organismen (Diatomeen, Radiolarien), die Kieselssäure direkt zum Aufbau ihres Skelettes verwenden. Im Laboratorium wurde Kieselssäure unter in der Natur nur schwierig vorstellbaren Verhältnissen ausgefällt (vergl. TARR [765], CORRENS [187], SCHWARZ [667] und BRAMLETTE [85]). Wir können die hier erwähnten genetischen Erklärungen auf unsere Tarantaserie nicht anwenden mit Ausnahme der mit Konzentrationsänderung und anschliessenden Ausfällungen rechnenden Hypothese.

(I. C.) In Zusammenhang mit vulkanischen Tuffen ist oft von einer Abgabe von Kieselssäure an das Meerwasser gesprochen worden. Einerseits besteht die Möglichkeit, daß gleichzeitig mit der Sedimentation von vulkanischen Tuffen Kieselssäure in das Meerwasser gelangt und, entweder gelöst oder frei, von Radiolarien, Diatomeen usw. zum Skelettbau verwertet wird, (eigentlich ein Fall von I. B. 1. a.), andererseits können aus der Umwandlung von vulkanischen Tuffen während der Diagenese eigentliche Kieselgesteine entstehen (I. C. 2. b). Durch diagenetische Umwandlung von Tuffen wird Kieselssäure frei und dringt in die unmittelbaren Nebengesteine der Tuffe ein (vergl. RUBEY [604], WIRZ [839] und BRAMLETTE [85]). Gerade in der Montereyformation werden mannigfaltige Stadien dieser Umwandlung eines reinen Glastuffes in bentonitische Tone, bei der Kieselssäure abwandert, gefunden. So können kieselreiche

Lagen als verkieselte Gesteine, kieselarme bentonitische Lagen als entkieselte Tuffe betrachtet werden. Die nähere Untersuchung der chemischen Verhältnisse der Kiesel- und Porzellanitanteile der gesamten Montereyformation hat aber gezeigt, daß die Quantität der umgewandelten Tuffe keineswegs genügt hätte, um die Bildung aller verkieselten Gesteine zu verursachen.

Auf unsere Verhältnisse zurückkommend, sehen wir zunächst in der Torrettaserie (vergl. S. 49 ff.) deutlich, daß das Erscheinen der Tuffe von einem plötzlichen Massenauftreten der Radiolarien gefolgt ist. Die Bildungen der Tarantaserie, namentlich die tonigen Zwischenlagen und die Porzellanite, deuten bentonitische Bildungen an; der Einwand, wir hätten nicht genügend bentonitisiertes und entsilifiziertes Material zur Verfügung gehabt, um die Entstehung unserer spärlichen Radiolarien-Hornsteine zu erklären, dürfte in unserem Fall nicht gelten. Somit liegt es durchaus im Bereich der Möglichkeiten, daß die Tarantaserie aus im obigen Sinn extrem veränderten Tuffen aufgebaut ist.

(II. A.) Organische Ausfällung und Ansammlung von Kieselsäure soll nach zahlreichen Autoren zur Genese von Radiolariengesteinen geführt haben. Obschon diese Möglichkeit nicht gänzlich auszuschliessen ist, so darf man doch kaum annehmen, daß bei typischen Radiolariengesteinen der volumengemäß kleine Anteil der oft eng zusammengepackten Radiolarienskelette allein genügt hätte, um die Hohlräume der Radiolarien, geschweige denn die zahlreichen Lücken zwischen den auch noch so eng gepackten Körpern, einzukieseln. Es bleibt dabei immer noch abzuklären, woher die Radiolarien selbst ihre Kieselsäure bezogen haben, die, mit dem plötzlichen Auftreten dieser Tiere, plötzlich im Ueberschuß hätte vorhanden sein müssen. Die übliche Erklärung, daß die Kieselsäure der Radiolarien aus dem normalen Kieselsäuregehalt des Meeres stamme oder von chemisch gebundener Kieselsäure abzuleiten sei und daß die Anreicherung der Schalen durch Auflösung von CaCO_3 in großen Tiefen bedingt sei, berührt nur zum Teil den Kern der Probleme. Abgesehen davon können andere Faktoren, z. B. klimatische, eine starke Vermehrung von Radiolarien auf Kosten kalkschaliger Organismen fördern.

(II. B. 2.) BRAMLETTE (85) erklärt für die Montereyformation die Entstehung des kieseligen Anteils derselben aus einer Ansammlung aus den ursprünglichen Diatomeengesteinen frei gewordener Kieselsäure. Es scheint dies ein Prozeß zu sein, der teils gleichzeitig mit der Sedimentation, teils mit der frühesten Diagenese beginnen muß. Beim Herabsinken von Diatomeen und Radiolarien geht ein beträchtlicher Teil der opalinen Kieselsäure in Lösung (BROCKMANN [88], HUSTEDT [380], SCHULZE [662], CORRENS [187]). Ein Teil wird wieder durch Diatomeen und Radiolarien verbraucht, ein anderer Teil kann vielleicht zur Bildung von Kieselsäurelösungen führen, die bei der Gesteinsbildung mit eingeschlossen werden, und im Laufe der Diagenese zu Opalansammlungen leiten. Offensichtlich wird aus verschiedenen Gründen während der Diagenese Kieselsäure mobil und kann sich ähnlich wie bei I. C., in Lagen anreichern. BRAMLETTE (85) betont besonders, daß es Diatomeengesteine mit und solche ohne umgelagerte Kieselsäure gibt. Es werden also besondere Bedingungen für diese Umlagerung verantwortlich gemacht werden müssen. Unveränderte Diatomeenablagerungen zeigten oft einen niedrigeren Kalkgehalt als veränderte. Weitere Hinweise auf diese Bedingungen sind durch die Frage der Sedimentüberlagerung und des Alters gegeben. Bei erneuter Betrachtung unserer Tarantaserie ergibt sich als weitere genetische Erklärungsmöglichkeit die Annahme, es sei Kieselsäure zunächst freigeworden aus Ablagerungen, welche primär durch ihren Gehalt an Radiolarien kieselreich

waren, und danach sekundär in einem benachbarten porösen Gestein wieder ausgeschieden. Ob Kieselsäure gelöst, als Sol oder gar als Gel wandert ist nicht restlos abgeklärt. Offenbar haben Kieselsäuresole oder -gele nur eine beschränkte Diffusionsmöglichkeit, der durch die Porosität der Gesteine Grenzen gesetzt sind (vergl. CORRENS 187), doch spielen auch die zur Verfügung stehenden geologischen Zeiträume eine Rolle.

Verfolgen wir die Umwandlungen, die die Kieselsäure bis zur Quarzbildung durchmacht. HELLMERS (369) beschreibt, wie eine echte Kieselsäurelösung durch Größwerden der Moleküle in Folge fortschreitender Polymerisation allmählich in den Solzustand übergeht, und wie so bei fortschreitender Vergrößerung der Teilchen unter gleichzeitigem Wasserverlust Gele entstehen. Schreitet dieser Prozeß fort, so erhärten sich diese, was die Bildung von Opal zur Folge hat. Opal ist demnach ein Kieselsäure-Gel mit wechselndem Wassergehalt und hat die Tendenz bei weiterer Entwässerung in kristalline Formen überzugehen. Die damit verbundenen Vorgänge bezeichnet man als Umstehungsprozeß (STORZ, 751, 752), die so entstandenen Formen als Umstehungsformen. Als erste solche Form erscheint Chalcedon, als folgende Quarzin, schließlich Quarz. Nach STORZ (752) und KALKOWSKY (392) zeigen sich in dieser Reihe zahlreiche Uebergänge. Die Koexistenz von Opal, Chalcedon (Quarzin konnte nicht unterschieden werden) und Quarz in der Serie von Taranta, wird im Dünnschliff des Typus (6) bb, ee klar demonstriert. Es erhellt hieraus, daß die verschiedenen kieseligen Typen nichts anderes als auskristallisierte opaline Kieselsäure darstellen. Die Tatsache, daß zahlreiche ältere Radiolarite keinen Opalgehalt mehr aufweisen und meist aus mikrokristallinem Quarz aufgebaut sind, scheint weiter ein Indiz dafür zu sein, daß es die Endtendenz des opalinen Zustandes ist, in Quarz, offenbar die stabilste Form der Kieselsäure, überzugehen. Der Prozeß scheint nicht reversibel zu sein.

Quarz kann nach HELLMERS (369) auch aus einer echten Lösung direkt auskristallisieren, so bald die Löslichkeitsgrenze der Kieselsäure erreicht ist. Ein solcher Fall ist bei hydrothermalen Quarzbildung, wie wir sie auf S. 74 ff. beschreiben werden, verwirklicht.

Wie verhält es sich mit den Kieselkonkretionen der Kalkmassive unseres Gebietes? Ihre Lagerung und die Dünnschliffe zeigen deutlich, daß Kalk verdrängt und Kalzit aufgelöst wurden, wobei Kieselsäure-Gel an dessen Stelle trat. Auch hier handelt es sich um einen frühdiagenetischen Prozeß. Offenbar konnten sich kieselsäurereiche Wässer, die in den Scagliakalken mit eingelagert wurden, hier zwischen den Schichten ansammeln. Es kam einerseits zur Auflösung von Kalk, andererseits zur Auskristallisation von Chalcedon und anschließend von mikrokristallinem Quarz. Solche Erscheinungen werden von WHITE (832) neuerdings aus Mexiko eingehend illustriert.

Zusammenfassung: Obschon diese unvollständige Wiedergabe der Gedankengänge verschiedener Autoren über die zahlreichen Faktoren, die bei der Bildung von kieseligen und Radiolarienführenden Gesteinen eine Rolle gespielt haben, keine eindeutige Vorstellung zuläßt, so scheint uns auf dieser Grundlage das folgende genetische Bild immerhin einigermaßen gesichert.

Die Radiolarienmergel der Torrettaserie (S. 49 ff) verdanken ihre Entstehung dem plötzlichen Massenaufreten von Radiolarien, das seinerseits durch die Anwesenheit von vulkanischen Tuffen und durch den damit verbundenen höheren Kieselsäuregehalt des Meerwassers verursacht sein kann. Tuffe und Radiolarien werden sowohl über die normalen Sedimente der Torrettaserie abgelagert, als auch in diese eingelagert. Die geringen Mächtigkeiten der überlagernden Sedimente und die kurz

nach der Ablagerung erfolgte Emporhebung der Torrettaserie haben weiterfortschreitende Verkieselungserscheinungen, deren Anfänge durch einen starken Opalgehalt angedeutet sind, verhindert.

Die Serie von Taranta: Die mannigfaltigen lithologischen Typen und die Lagerungserscheinungen weisen auf folgende Episode innerhalb der Sedimentationszeit der argille scagliose hin: In einem seichten, paralischen Becken mit schwachen Strömungen und Wellenbewegungen und deshalb ungenügender Durchlüftung kam es in Zusammenhang mit vulkanischen Prozessen und deren Folgen zur Bildung von Tuffen, Tonen und Mangankongregationen unter gleichzeitiger Kieselsäure-Anreicherung im Meer und in der Folge zu einem Massenaufreten von Radiolarien, verbunden mit einer rhythmisch sich wiederholenden Eu- bis Hypertrophie des marinen Beckens. Mit dem Absterben der Radiolarien und anderer Lebewesen frei werdendes organisches Material, das nicht oxydieren konnte, führte zu stark bituminösen Sedimenten. Andererseits wurde ein Teil der feinsten Kieselenskelette aufgelöst, so wieder Material für die Bildung neuer Radiolarienskelette liefernd, während ein anderer Teil der gelösten Kieselsäure wieder in das Meerwasser diffundierte. Im eigentlichen Becken der Tarantaserie kam es so zur Ablagerung der bentonitischen Tone (vielleicht entgaste Tuffe) und der Radiolariensedimente. Während der Diagenese kam es zu lokalen Wanderungen der Kieselsäure und zu ihrer Ansammlung als Opal; die Kieselsäure kann sowohl von den Radiolarienskeletten als auch von den Tuffen oder von eingelagerten kieselsäurereichem Meerwasser stammen. Es bildeten sich bald mehr, bald weniger kieselige Lagen aus. Opal kristallisierte langsam aus, zuerst zu Chaledon, dann zu mikrokristallinem Quarz. Im Laufe der fortschreitenden Diagenese kam es zu den ersten Andeutungen einer Metamorphose durch Bildung kleiner Serizitschüppchen.

Die Radiolarite (Diaspri) des Monte della Judica (Sizilien) stellen offensichtlich ein Endprodukt der oben angedeuteten Entwicklung dar.

Die Radiolariengesteine von Gargano bilden einen Uebergang von den radiolarienreichen Kieselmedimenten der Tarantaserie zu den radiolarienarmen Kieselknollen und -lagen der Scaglia.

Kieselknollen der Kalkmassive der Maiella und des Morrone: Der mögliche Zusammenhang der meist an Scagliakalke, weniger an Riffkalke, gebundenen Kieselknollen und -lagen mit den Verkieselungserscheinungen der Tarantaserie und der Genese der argille scagliose s. s. wird noch angedeutet werden. Für solche Zusammenhänge spricht die ungefähre Gleichzeitigkeit der Ablagerungen und die stratigraphische Konstanz der Kieselbildungen, was allerdings nicht bewiesen werden kann, da der Hiatus in den Aufschlüssen zwischen den beiden Fazies ein Verfolgen von Beziehungen eigentlich ausschließt. Die Möglichkeit, daß die Kieselsäure direkt aus dem Meerwasser ausgefällt wurde, ist bereits von einem theoretischen Standpunkt aus kritisiert worden (S. 35), sie scheint auch nicht mit den oft beobachteten regelmässigen Schichtungen und mit der Ungestörtheit des sedimentären Verbandes durch die Verkieselung im Einklang zu stehen.

Es war wünschenswert, diese Verkieselungs- und Radiolarienfragen ausführlich zu behandeln, um die aus der Verknüpfung Kohle—Radiolarit notwendigerweise sich ergebende Ablagerungsart unserer Radiolariengesteine als Flachseesedimente verständlich zu machen. Dieser Erklärungsweise kommt eine weitgehende Bedeutung zu, da in der Tarantaserie eine lithologische Gruppe vorliegt, die letzten Endes direkt zu solchen Bildungen wie den «diaspri» und den alpinen Radiolariten überleiten kann. Aus den ausgezeichneten Uebersichten über zahlreiche Radiolaritvorkommen von GRUNAU

(339) und KOBAYASHI & KIMURA (399) geht hervor, daß die Verknüpfung Kohle—Radiolarit sehr häufig auftritt (SARGENT [644, 645], SCRIVENOR [669, 670] und SHEPPARD [691]). Andeutungen hierfür sind auch von den alpinen Radiolariten bekannt (GRUNAU, 339). Ein Zusammenhang zwischen Ophioliten, Tuffen und Radiolariten ist bei allen besser untersuchten Radiolarienvorkommen der Welt nachzuweisen. Dieser Zusammenhang wird auch für die heutigen Meere bestätigt durch die großen Mächtigkeiten von Tufflagen, die neuere Tiefsee-Expeditionen nachweisen konnten (BRADLEY & BRAMLETTE, 84). Von besonderem Interesse sind, vor allem auch im Zusammenhang mit den Fragen der Genese der argille scagliose, ähnliche Vorkommen von Radiolariengesteinen und basischen Eruptiven in Cypern, NW-Syrien und Oman, die von HENSON (372), DUBERTRET (259, 260) und LEES (427) beschrieben wurden. Nach HENSON sind diese Vorkommen von Radiolarit-Ophiolitkomplexen autochthon, in Syrien erscheinen die Ophiolitkomplexe nach den Arbeiten von DUBERTRET (259, 260) in durch starke Bruchtektonik und anschließende Graben- und Horstbildung charakterisierten Gebieten und sind allseitig von flachmeerischen Radiolaritkomplexen umgeben, mit denen sie wechsellagern. Dieselben Radiolarite gehen seitlich unvermittelt in marine Kalke über. Die stratigraphischen Zusammenhänge werden allerdings manchmal durch submarine Rutschungen gestört, und täuschen so eine Deckentektonik vor. Tatsächlich wird durch diese Angaben aus anderen Gebieten die verbreitete Erscheinung bestätigt, daß vulkanische Prozesse und ihre Produkte die Bildung von Radiolarien- und Diatomeengesteinen fördern. Das gemeinsame Auftreten von kieseligen Radiolariengesteinen mit basischen Eruptiven, wie es von den zahlreichen oben zitierten Vorkommen erwähnt wird, führt zwangsläufig zur Schlußfolgerung, daß die beiden Gesteinsgruppen in relativ flachen abgeschlossenen Sedimentationsbecken gebildet sein müssen, da in einem offenen Meer Strömungen die Radiolarien, die im pelagischen Bereich oberhalb einer basischen Eruption sich massenhaft entwickeln konnten, sicherlich von einem Eruptionszentrum weggeführt hätten. In diesem Fall wären dann Radiolarienablagerungen erst in großer Entfernung von diesem Zentrum zu finden, was durch die erwähnte enge Verbundenheit von Radiolariten und basischen Eruptivgesteinen widerlegt wird.

Es geht aus diesen Erörterungen hervor, daß Tiefen früherer Meeresbecken nicht auf Grund des Vorkommens von Radiolariengesteinen geschätzt werden können. Eine ausschließliche Tiefseeablagerung der Radiolarite wird daher auch von zahlreichen Autoren in Abrede gestellt (LEUCHS, [431], DEECKE [225], GRUNAU [339], NIGGLI [518, 519], ANDRUSOV [11] und SCHWAN [665]). Flachmeerische Radiolarite sind neuerdings auch von CLARK & CAMPBELL (101, 171—174), STAINFORTH (725), TROMP (787) und HENSON (372) nachgewiesen worden. Die Bildung von kieseligen Radiolariengesteinen kann zwar nach obigen Ausführungen, sowohl in der Tiefsee wie in der Flachsee, auf analogen chemisch-physikalischen Verhältnissen beruhen; wichtig ist aber für die geologische Schlußfolgerung, die aus dem Vorkommen von solchen Radiolariengesteinen gezogen wird, daß diese Gesteine in bathymetrisch-geomorphologisch und tektonisch sehr verschiedenartigen Sedimentationsräumen gebildet werden können. Es hat sich somit gezeigt, daß die sehr verbreiteten Radiolariengesteine wahrscheinlich in sehr verschiedenen Milieus abgelagert wurden und daß eine allzu dogmatische Behandlung der damit verbundenen Probleme ihre Diskussion erschwert. Es wäre wünschenswert von diesem Standpunkt aus die verschiedenen italienischen Radiolarienvorkommen näher zu untersuchen.

d. Erzvorkommen .

Zahlreiche Erzvorkommen sind in unserem Gebiet festgestellt worden. Sie wurden nicht einzeln untersucht, da es sich um lokale Erscheinungen handelt. Immerhin sollen sie nicht unerwähnt bleiben. Auf Manganvorkommen wurde bereits hingewiesen. Häufig findet man noch Pyrit und Markasitvererzungen am Kontakt zwischen den argille scagliose und der darüberliegenden Torrettaserie. Nach mündlicher Mitteilung des Generals G. GARIBALDI, der im Aventinotal eine zeitlang eine Konzession besaß, sind folgende weitere Erzminerale in der Gegend gefunden worden: Chalkopyrit, Pyrrhotin, Azurit und gediegenes Kupfer. Die Analysen des Pyrrhotin zeigten einen sehr hohen Nickelgehalt.

Diese Angaben konnten im Terrain nicht mehr überprüft werden, sie decken sich jedoch mit Aussagen der Einwohner und passen durchaus in das Bild der im vorigen Kapitel erwähnten vulkanischen Vorgänge. Weitere Angaben liegen von CARELLI vor, der in der gleichen Gegend Kupfer, Malachit und Limonit, sowie andere Kupferminerale nachweist. Kupferminerale werden zusammen mit Kohlevorkommen aus der Gegend von Roccascalegna gemeldet.

e. Diverse Einschaltungen der argille scagliose:

Außer Blöcken der darüberliegenden Torrettaserie und zahlreichen Blöcken der Rudistenkreide unbekannter Herkunft, sind noch folgende klastische Bildungen in den argille scagliose eingeschaltet:

(1) Dichte dunkelrote Kalbrekzien:

Bindemittel: Kalzitisch, durch Erz (Pyrit, Mangan) dunkelrot-braun verfärbt.
Komponenten: Klein-mittelkörnige, eckige Kalzittrümmer.
Fossilien: Molluskentrümmer.
Vorkommen: Als Blöcke und Klötze, eingeschaltete Bänke in den argille scagliose, namentlich im mittleren Rio Seccotal.

(2) Poröse, kreidige, klastische, verschiedenfarbige Kalke.

Bindemittel: Kalzitisch, meist rot, rotbraun, oft gelblich, bräunlich, selten weiß, erzeich (Limonit, Pyrit und Siderit).
Komponenten: Fein-mittelkörnige Kalzittrümmer, seltener Oolithe.
Fossilien: Milioliden, Mollusken- und Echinodermentrümmer.
Vorkommen: Wie oben.
Alter: Oberkreide-Eozän (?).

Eine gewisse Ähnlichkeit namentlich der zweiten Gruppe mit kreidigen porösen Kalken der oberen Kreide der Maiella fällt auf. Die rötliche Färbung und die Erzminerale sind auf Infiltrationen Fe-reicher Wässer aus den argille scagliose zurückzuführen. Vielleicht handelt es sich um die letzten Ausläufer der kalkigen Fazies der Maiella in die tonige Ausbildung der argille scagliose. Es wäre durchaus denkbar, daß einzelne, ursprünglich als letzte auskeilende Kalkbänke in die argille scagliose eingeschaltete Ausläufer der Maiellakalke bei dem heutigen chaotischen Zustand, sich nun in Form auseinandergerissener Blöcke vorfinden. In ganz analoger Weise besteht der überwiegende Teil der Blöcke des schweizerischen Wildflysch nicht aus «Exoten», sondern aus zerrissenen Gesteinshorizonten.

(3) Rotbraune, limonitische Dolomite.

Sehr feinkörnige Dolomite, die weitgehend limonitisiert und vollkommen fossilifer sind.

(4) Dunkelrotbraune *Fucoidenkalke*:

Sehr feinkörnige Kalke, manchmal mit ausgesprochener Feinschichtung, oft etwas mergelig mit Ripplemarks und verschiedenen wulstartigen Bildungen (Kriech-Fraßspuren) und zahlreichen, durch einen Manganbelag bedeckten *Fucoiden*. Im Dünnschliff erkennt man neben Kalzit (vielleicht teilweise Dolomit) noch viel Erz. Die Genese und die stratigraphischen Zusammenhänge mit den argille scagliose sind nicht klar. *Fucoiden* und fragliche Kriech- und Fraßspuren deuten vielleicht auf eine Wattenmeerfazies hin.

(5) Dichte, graue-weiße, «lithographische» Kalke mit zahlreichen, kalzitgefüllten Klüften. Sie scheinen oft gemeinsam mit der Tarantaserie aufzutreten. Das gleiche Gestein wurde von uns in mächtigen Bänken bei Valsinni angetroffen.

(6) Eine besondere Behandlung verdienen die Bank und die Blöcke der von PRINCIPI (575) und LIPPARINI (443) erwähnten *scaglia rossa* mit *Globotruncana stuarti* de LAPPARENT des Fosso Colle Lungo gegenüber Casoli (rechter Zufluß des Aventino). Der erstgenannte Autor möchte hierauf die auch von uns befürwortete Hypothese eines faziellen Uebergangs der argille scagliose über Gesteinstypen der *scaglia marnosa* zu den eigentlichen Rudistenriffkalcken stützen. Der fazielle Gegensatz persistiert hier, aber nach PRINCIPI (575) nur bis an die Basis des mittleren Eozäns. Der zweite Autor unterstreicht eher den Faziesgegensatz zu den gleichzeitigen Ablagerungen der Maiella und beschreibt das Vorkommen zur Unterstützung der von ihm in Anlehnung an BENEIO (54) vertretenen tektonischen Theorie. Die Untersuchung einiger Dünnschliffe des Materials ergab jedoch, daß in ihm keine *Globotruncana*, wohl aber wenige *Globorotalia* sp. enthalten sind, begleitet von *Globigerina* sp. und Trümmern von eozänen *Alveolina* sp. (2 Stück), außerdem ist das Gestein stark limonitisch und enthält wenige Splitter eines gelblichen vulkanischen Glases. Der Vergleich der *Globigerina* mit denen der Torrettaserie weist auf eine gewisse Ähnlichkeit zwischen den Arten der beiden Formationen hin, die *Alveolinentrümmer* sprechen deutlich für ein post-untereoazänes Alter. Eine definitive Zuteilung des Gesteins erscheint verfrüht, immerhin sind die Interpretationen PRINCIPI's (575) und LIPPARINI's (443) wert, überprüft zu werden. Wir vermuten, daß es sich auch hier um ein limonitisch imprägniertes Gestein der oligozänen Torrettaserie handelt. Neben dieser von uns vertretenen Annahme käme vielleicht noch ein untereoazänes Alter für die hier diskutierten Blöcke in Frage, was dann natürlich in eindeutiger Weise die von uns geforderten faziellen Beziehungen zwischen argille scagliose und dem eozänen Anteil der Riff-Fazies der Maiella stützen würde; doch glauben wir, daß dieser Beleg für eine solche Beweisführung noch zu unsicher ist. (BALLY 29).

f. Alter und Fossilinhalt der argille scagliose-Formation:

Die Altersbestimmung der argille scagliose Italiens ist viel umstritten, wie das die Diskussionen bei SACCO (631, 634, 637), ENGELBERTS (266) und BONARELLI (74) zeigen. Diese Autoren geben lange Listen der in den argille scagliose der Nordapenninen gefundenen Fossilien, die Formen von der Trias bis ins Miozän enthalten, an. Auf der einen Seite verteidigen, in Anlehnung an COCCHI viele Autoren die Hypothese eines eozänen Alters, auf der anderen stehen die Verteidiger des kretazischen Alters mit SACCO (631, 637) an der Spitze, während schließlich STEINMANN (741, 742) eher ein jurassisches Alter postulierte. Die ganze Diskussion bezog sich fast ausschließlich auf nordapenninische Vorkommen, wobei die Südapenninen und Sizilien mit ihren argille scagliose stillschweigend übergangen wurden. In dem Gebiet der Molise, wo die Behandlung der Frage noch nicht weit fortgeschritten ist, traten die früheren Geologen CASSETTI (107—109), MODERNI (480) für ein eozänes Alter ein, während SACCO

(624, 625, 627) auch hier an Kreideablagerungen denkt. In Sizilien spricht sich die Mehrheit der Geologen für ein obereozänes Alter aus. Für die Vertreter der Allochthonie der argille scagliose (BENEO, 52—54; MERLA, 467, MIGLIORINI, 475 und andere mehr) ist die Altersfrage vorläufig von untergeordneter Bedeutung. Einzig in der Emilia scheint die Sachlage einigermaßen abgeklärt zu sein. LIPPARINI (439, 440) und E. MONTANARO-GALLITELLI (484—488), SELLI (683) gingen von der Auffassung aus, daß einzig das Suchen nach Mikrofaunen aus den eigentlichen tonigen argille scagliose sensu stricto zum Ziele führen könne und daß alle irgendwie eingeschalteten faziesfremden Einschlüsse für die Altersbestimmung nicht in Betracht kommen. Ihre Bemühungen waren durch den Nachweis einer Globotruncana-Fauna seitens LIPPARINI und durch den Fund weiterer kretazischer Foraminiferen (*Gümbelina globulosa*, *Globigerina cretacea* usw.) seitens E. M. GALLITELLI gekrönt. LIPPARINI (440) betont die Gleichaltrigkeit mit der umbrischen scaglia rossa. Beide Autoren nehmen in der Folge vorsichtig an, daß wenigstens ein Teil der argille scagliose der Emilia ein kretazisches Alter haben dürften.

In unserem engeren Untersuchungsgebiet traten frühere Autoren wie CASSETTI (107, 108) und MODERNI (480) für ein eozänes bzw. obereozänes, SACCO (624, 625), mit Bezug auf die typischen argille scagliose für ein kretazisches, BEHRMANN (34) für ein untereozänes Alter ein. PRINCIPI (575) glaubt im rötlichen, mergeligen Kalk, den er in der Nähe des Zusammenflusses des Fosso Collo Lungo in das Aventinotal untersucht hat, ein Äquivalent der scaglia rosata zu finden und schreibt somit den argille scagliose ein Alter von Oberkreide, bis Untereozän zu.

Trotz der Unsicherheit einer Alterszuteilung schliessen wir uns den Anschauungen SACCO's und PRINCIPI's, und gleichzeitig denen CASSETTI's, MODERNI's und BEHRMANN's an, da wir von der Autochthonität der argille scagliose ebenso überzeugt sind, wie von den Verwandtschaften der argille scagliose mit den scaglia-Kalken der Maiella und der scaglia schlechthin. Die Torrettaserie hat, wie wir später sehen werden, ein oberoligozänes, eventuell burdigales Alter. Nehmen wir zwischen Torrettaserie und argille scagliose einen kontinuierlichen Uebergang an, den die rotgefärbten Globigerinenkalke der Basis der Torrettaserie unzweideutig anzeigen, so müssen die darunter liegenden argille scagliose ein kretazisch-eozänes-unteroligozänes Alter haben, ganz entsprechend der von RENZ (594) in Umbrien ausgeführten Alterszuteilung der unteren scaglia cinerea, der scaglia rosata, des calcare rosato und der scaglia bianca früherer Autoren und der scaglia mit Globotruncanen als auch der scaglia ohne Globotruncanen dieses Autors, deren oberster Teil, die grauen Mergel, in unserem Gebiet zum Teil durch die Torrettaserie vertreten wird. Immerhin betrachten wir diese nur auf Vermutungen gestützte Alterzuteilung nicht als definitiv und warnen vor einer Verallgemeinerung und vor einer geographischen Ausdehnung unserer Schlüsse.

In diesem Zusammenhang erscheinen vermehrte Kenntnisse der Stratigraphie der gesamten Molisezone äußerst wünschenswert. Es ist eigentlich erstaunlich, daß im weiteren Bereich dieser Zone fast alle stratigraphischen Stufen der Kreide und des Tertiärs paläontologisch nachgewiesen werden konnten (Vergl. SACCO, 624, de LORENZO, 447, SIGNORINI, 700 und andere mehr), ohne daß man eine Uebersicht über die Stratigraphie dieser Zone gewinnen konnte.

Für die Beurteilung des Alters eines Teiles der argille scagliose und der Serie von Taranta (franti) erscheinen uns die Verhältnisse in der Gegend von S. Angelo dei Lombardi von großer Bedeutung. In dieser Gegend kann allerdings nicht im stratigraphischen Verband, eindeutiges Yprésien durch Alveolinenkalke, die sich durch nichts von denen der Maiella unterscheiden, und ebenso deutliches Aquitanien mit Lepidocyclinen nachgewiesen werden. Im dazwischen liegenden Intervall stehen argille scagliose und Porzellanite der Serie von Taranta an. Somit erscheint uns hier ein obereozänes — unteroligozänes Alter erwiesen, was durchaus noch nicht beweist, daß nicht ein großer Teil der argille scagliose in anderen Teilen der Molise doch noch Kreidealter hat, was den Ergebnissen anderer Autoren (SACCO, 624 und MARCHESINI, 461) entsprechen würde.

g. Genetische Deutung der gesamten argille scagliose-Formation.

Von verschiedenen Autoren werden die argille scagliose unseres Gebietes als besondere Fazies ausgeschieden, nicht aber genetisch näher gedeutet. In Arbeiten, welche die gleiche Formation der argille scagliose in anderen Gegenden Italiens, namentlich in der Emilia, behandeln, postulieren in den Anfängen der italienischen Geologie BIANCONI (60) und andere einen vulkanischen Ursprung der argille scagliose. Später befürworteten STEINMANN (742) und SACCO (617, 634, 636, 637) eine abyssale Genese. Diese Auffassung wird nicht widerlegt, findet aber auch keine begeisterte Zustimmung. Widersprüche sind stets vorhanden. So belegt z. B. SACCO (624) in der Molisezone das Kreidealter der argille scagliose durch Rudisten, die er für mehr oder weniger autochthon hält. Es käme aber wohl keinem Geologen in den Sinn, Rudisten als abyssale Organismen zu bezeichnen! VAN DER HEIDE (362) führt in seiner Kritik der Anschauung SACCO's und STEINMANN's das Auftreten von Kalk- und Sandsteinlagen, sowie das Vorkommen von Cycadoidea und anderen Pflanzenresten, Crinoiden und von einem Dinosaurierschädel (*Capelliniosuchus*) und schließlich die große Mächtigkeit an, die nicht mit der langsamen Sedimentationsgeschwindigkeit in Tiefseebecken in Übereinstimmung zu bringen ist. Er postuliert ferner für die argille scagliose Liguriens eine Ablagerungstiefe von 1000—2000 m, ohne aber eine positive Begründung für diese Behauptung anzuführen. Als neue genetische Interpretation sei diejenige von E. MONTANARO-CALLITELLI (487, 489) genannt. Aus der von ihr bestimmten Mikrofauna, die in der Hauptsache aus arenazischen Foraminiferen besteht, schließt die Autorin, im Anschluß an die Beobachtungen der Challengerexpedition (499), auf eine Ablagerung in Tiefen zwischen 3000 und 5500 m unter dem Meeresspiegel.

Das Problem der Thanatozoenosen arenazischer Foraminiferen ähnelt dem der Radiolarien. Auch arenazische Foraminiferen können unter nicht ausschließlich durch die Meerestiefe bedingte Umstände massenweise auftreten und vor allem in Thanatozoenosen angereichert erhalten bleiben, wenn durch CO₂-Anreicherung des Meerwassers der Kalkgehalt weitgehend aufgelöst wird. Derartige Bedingungen sind sicher in großen Tiefen verwirklicht, können aber auch in flachen Meeren durch Eu- oder gar Hypertrophierung eines Meeresbeckens und auch durch vulkanische Tätigkeit verursacht werden. Interessant sind auch in dieser Beziehung die Studien von ROTTGARDT (601) an brackischen Sedimenten der schleswig-holsteinischen Küste, in denen man offenbar rein arenazische Foraminiferenfaunen findet; der Autor nimmt an, daß durch Weglösung kalkschaliger Organismen eine rein arenazische Fauna vorgetauscht werden könnte. STAINFORTH (726) betont ebenfalls, daß weder Tiefe und Temperatur, noch die Salinität des Meerwassers für die Entwicklung arenazischer Mikrofaunen ausschlaggebend sind; hingegen vermutet er, die Trübung des Wassers sei von großer Bedeutung.

Wir sehen weiterhin, daß die Tiefenverteilung der von E. MONTANARO-CALLITELLI (489) zitierten Foraminiferengattungen schon von WALTHER (820) wie folgt angegeben wird:

Psammosphaera 82—5120 m, *Pelosina* 91—3784 m, *Haplostiche* 73—795 m.

Hieraus folgt, daß die Oekologie und Paläoökologie arenazischer Foraminiferen noch wenig bekannt ist und daß sie nicht viel zur Erklärung undeutlicher Sedimentationsverhältnisse beitragen dürfte.

E. MONTANARO-CALLITELLI (487—489) behandelt auch die zwischen roten Tonen und Diabasen innerhalb der argille scagliose bestehenden Beziehungen. Der Chemismus von Verwitterungstonen der Diabase fällt offensichtlich mit demjenigen der normalen «sedimentären» Tone zusammen. Im Unterschied zum Ton enthält Diabas mehr CaO, Na₂O, und weniger K₂O. Im Experiment wurde aus Diabaspulver ein toniges Material dargestellt, das, analog den Tonen der argille scagliose, aus

Kaolin und Illit zusammengesetzt wäre. Der spektographisch nachgewiesene Gehalt an seltenen Elementen wie Sc und Yb ist den Diabasen, ihren Verwitterungstonen und den Tonen der argille scagliose gemein, hingegen in pliozänen, rein sedimentären Tonen nicht erkennbar. Die Größe des CaCO_3 -defizits in Sedimenten ist eine Funktion des O- und CO_2 -Gehaltes des Meeresswassers. CO_2 -führende Strömungen und auch submarine Vulkane können ganz unabhängig von der Meerestiefe CaCO_3 -arme Ablagerungen bedingen. Es wurde aber auch nachgewiesen, daß niedrige Temperatur und hoher Druck die Auflösung von Kalzit beschleunigen, beides Bedingungen, die in der Tiefsee realisiert sind. Die Tonminerale sind nach CORRENS (186) meist terrigen. Aus der Arbeit von NEEB (414) geht hervor, daß auch basische Eruptivgesteine submarin zersetzt werden können. Ähnliche Ansichten werden von BRAMLETTE & BRADLEY (84) ausgesprochen und mit Beispielen belegt. Basische Gesteine können also submarin verwittern und als Restprodukt Tonsedimente hinterlassen, wobei die Meerestiefe, in der die Ablagerung stattfand, ohne Bedeutung ist. Die Verwandtschaft der argille scagliose mit den basischen Eruptivgesteinen ist somit von E. M. MONTANARO-GALLITELLI in großen Zügen nachgewiesen und darf, obschon nicht in allen Details, so doch prinzipiell, als eine brauchbare genetische Interpretation gelten. Nach NIGGLI (519) ist eine befriedigende Diagnose der Tonminerale nur durch die kombinierte Anwendung röntgenographischer, thermischer und optischer Methoden gestattet. Nur ein solches Vorgehen wird, zugleich mit der detaillierten Aufnahme der geologischen Verhältnisse, die Frage nach der Entstehung der argille scagliose lösen können und eventuell eine stratigraphische Unterteilung in verschiedene Tonkomplexe ermöglichen. Wichtig ist hier, daß die norditalienischen argille scagliose ja eigentlich durch die begleitenden basischen Eruptiva gekennzeichnet sind. In Süditalien werden auch immer mehr Vorkommen von Serpentin in den argille scagliose beschrieben. Wohl das interessanteste für uns dürfte das von MERLA (467) beschriebene sein. Dieser Autor erwähnt bei Atessa ein kleines Serpentinvorkommen.

Abschließend sei zugegeben, daß man die Entstehung der argille scagliose s.s. kaum direkt erklären kann. Die besten Anhaltspunkte für eine Erklärung findet man bei den ihrer Genese nach am besten erfaßbaren Sedimenten der Tarantaserie, die, wie oben erwähnt, während einer Episode in der eigentlichen argille scagliose-Sedimentation abgelagert wurden. Ebenso wie diese Serie stellen der Mangangehalt, die zahlreichen Erzvorkommen und der Reichtum an Tonmineralien für die genetische Erklärung ausschlaggebende Charakteristika dar. Die Vergesellschaftung mit in einer Flachsee gebildeten Kohlen und Radiolariengesteinen, sowie das Auftreten von Fucoiden in den eingeschalteten Kalken, deuten auf eine entschieden mitteleritische bis höchstens tieferitische Sedimentation außerhalb des Einflusses großer Strömung und stärkerer Brandungswirkung. Das Becken war einer kontinuierlichen Senkung unterworfen und darf damit zu Recht als Geosynklinalbecken s. 1. bezeichnet werden. Der Mangangehalt, die Radiolariengesteine und die Tone selbst verraten eine gleichzeitige, starke, vulkanische Beeinflussung.

2. Die Torrettaserie

a. Definition und Aufschlüsse.

Unter dem Namen «Torrettaserie» fassen wir eine Wechsellagerung von feinkörnigen harten Brekzien (ital. brecciole) mit Globigerinenmergelkalken zusammen, deren Alter sich im Laufe der Untersuchung als wahrscheinlich Oligozän, evtl.

Burdigalien herausgestellt hat. Die Torretta ist ein isolierter Hügel in einem spitzen, nach E gerichteten Knie des Aventinotales ca. 3,5 km SW von Casoli. Auf dem Hügel findet sich eine kleine Ruine, die von den Kurven der Straße Casoli-Lama dei Peligni aus zu sehen ist. Die Globigerinenmergelkalke der Serie bezeichnete schon BEHRMANN (34) als «Palombaromergel»; nach dem kleinen Dorf Palombaro am E-Fuß der Maiella. An diesen Stellen tritt die Formation besonders gut zu Tage, an vielen anderen Stellen ist sie aber auch ausgezeichnet aufgeschlossen. Da bald der eine, bald der andere lithologische Grundtypus vorherrscht, hat die Serie oft ein recht verschiedenartiges Aussehen. Morphologisch charakteristisch sind die vielen, spitzen Zacken und die zahlreichen, meist von Dörfern besetzten Hügel (La Morgia. Mte. Pizi, Casoli, Torricella Peligna, usw.), die aus Gesteinen der Torrettaserie aufgebaut sind.

b. Profile.

Zahlreiche Profile wurden aufgenommen und viele Handstücke untersucht, in der Hoffnung zu einer Untereinteilung des Komplexes zu gelangen. Die im Folgenden dargestellten Ergebnisse zeigen jedoch, daß eine biostratigraphische Gliederung unmöglich gegeben und daß das Alter der Gesteine nur angenähert bestimmt werden kann. Eine summarische Zusammenfassung der aufgenommenen Profile folgt, für eine Beschreibung der lithologischen Typen und der Fossilien sei auf spätere Abschnitte verwiesen.

(1) Profil Torretta. Es wurden zwei Profile gegenüber dem eigentlichen Hügel der Torretta aufgenommen; eines von der Straße in das Aventinotal hinunter reichend, ein zweites an der Straße. Beide wurden mit Daten aus der näheren Umgebung zu einem Gesamtprofil kombiniert, das die Verteilung der lithologischen Typen darstellt. Von oben nach unten erkennt man:

Oben: allmählicher Uebergang in eine sandig-mergelige Serie (wahrscheinlich Roccasandsteine).

17 m Wechsellagerung von grob-mittelkörnigen, dickbankigen Brekzien, mit feinkörnigen plattigen, braunen Brekzien und wenigen Zwischenlagen von Globigerinenmergeln. Die grobkörnigen Brekzien gehen selten in ein Konglomerat über. Die ganze Gruppe führt zahlreiche Globigerinen, Orbulinen (?), Globorotalien, außerdem noch Trümmer von Bryozoen, Lithothamnien und Echinodermen, Mollusken und die charakteristischen Faunen T 2, T 3, T 10 und T 13. (Die Zahlen beziehen sich auf die Tafeln II und VIII).

20 m Feinkörnige, plattige, braune Kalkbrekzien mit mergeligen Lagen wechsellagernd. Zahlreiche Globigerinen, Globorotalien, Trümmer von Bryozoen, Echinodermen und Foraminiferen.

20 m Weiße Globigerinenmergelkalke mit feinkörnigen, plattigen, braunen Kalken wechsellagernd.

45 m Weiße Globigerinenmergelkalke, graue Globigerinenmergel mit feinkörnigen, plattigen, braunen Kalkbrekzien wechsellagernd.

3 m Grob-mittelkörnige Kalkbrekzien mit feinkörnigen, braunen Kalkbrekzien wechsellagernd. Fauna T 55.

14 m Globigerinenmergelkalke mit fein-kleinkörnigen, braunen Kalkbrekzien wechsellagernd. Fauna T 49.

(2) Profil Calvario. Knapp 1 km SE von Altino befindet sich der Mte. Calvario, an dessen Südabhang erkennen wir von oben nach unten:

15 m Wechsellagerung von Globigerinenmergelkalken mit feinkörnigen, braunen Kalkbrekzien und eingeschalteten, grobkörnigen Kalkbrekzien.

10 m Wechsellagerung von sehr grobkörnigen Brekzien mit klein-mittelkörnigen, braunen Kalkbrekzien.

6 m Kleinkörnige, braune Bryozoen-Kalkbrekzien und schmale Bänder Globigerinenmergelkalke. Fauna C 4.

37 m Globigerinenmergelkalke mit einzelnen Schichten der braunen, fein-kleinkörnigen Kalkbrekzie.

- 5 m Grobkörnige Kalkbrekzien mit fein-kleinkörnigen, braunen Kalkbrekzien wechsel-lagernd.
- 16 m Vorwiegend Globigerinenmergelkalk.
- 10 m Fein-mittelkörnige, braune Kalkbrekzien.
- 11 m Vorwiegend Globigerinenmergelkalk.
- 2 m Fein-mittelkörnige Kalkbrekzien.
- 15 m Globigerinenmergelkalk und -mergel.

(3) Profil Roccascalegna I. Im Rio Seccotal unterhalb des Dorfes Roccascalegna aufgenommen. Von oben nach unten:

- 6 m Mittel-grobkörnige, braune, oft löchrige Kalkbrekzien, mit schmalen, eingeschalteten Bändern einer kleinkörnigen, braunen Kalkbrekzie.
- 18 m Wechsellagerung von weißen Globigerinenmergelkalcken mit braunen, fein-kleinkörnigen Kalkbrekzien.
- 7 m Globigerinenmergelkalke.
- 20 m Wechsellagerung von weißen Globigerinenmergelkalcken mit braunen, fein-kleinkörnigen Kalkbrekzien.
- 3 m Globigerinenmergelkalke.

(4) Profil Roccascalegna II. Die oberste, ca. 3—6 m mächtige Partie des vor-hergehenden Profils, ist ausgezeichnet im Bach, der vom Mte. Alto herkommend, gegenüber dem Dorfe Roccascalegna in den Rio Secco einmündet, aufgeschlossen. Das Profil befindet sich ca. 800 m im W von Roccascalegna. Von oben nach unten:

- 2 m Kleinkörnige, weiße, kristalline Kalkbrekzien.
- 2 m Mittelkörnige, bräunliche-graue Kalkbrekzien mit Fauna R. 706.
- 1 m Kleinkörnige, weiße, löcherige Kalkbrekzien, mit Fauna R. 705.
- 1 m Fein-kleinkörnige, braune, sandige Kalkbrekzien.

(5) Profil Rio Secco. Im Oberlauf des Rio Secco, ca 3 km im SSW von Roccascalegna wurde ein, wegen seiner Tuffeinschaltungen interessantes, Profil aufgenommen, welches im Folgenden etwas detaillierter wiedergegeben wird. (Die Nummern entsprechen den Dünnschliffnummern, die in der nachfolgenden lithologischen Beschreibung wiederholt werden). Von oben nach unten:

- | | |
|---|------------|
| 2 m Grobkörnige, gelbliche Kalkbrekzie. | Nr. 790 |
| 5 m Braune, dichte, kalkige Mergel und ziegelrote, tonige Mergel, etwas sandig. | » 791 |
| 1,5 m Weißer, toniger Globigerinenmergel | » 792 |
| 2 m Weißer-grauer, feinkörniger Glastuff | » 793 |
| 1,5 m Grauer, gebändeter, stark verfälschter, etwas verkieselter Mergel | » 794 a |
| 1 m Blaugrauer, etwas mergeliger Glastuff | » 794 b |
| 1 m Dunkelgraue Mergel | |
| 1 m Glastuff, grau | |
| 1,5 m Dunkle, graue Mergel | |
| 1 m Heller, blaugrauer Glastuff | |
| 5 m Graue Globigerinenmergel, darunter ein hellgrauer, schlieriger, tuffhaltiger Mergel | » 795 a, b |
| 1,5 m Grünlich-grauer, mergeliger Tuff | » 796 |
| 6 m Weißer, toniger Globigerinenmergelkalk | |
| 2 m Weißer-grauer, biotittreicher Glastuff | » 797 |
| 1 m Weißlich-grauer Globigerinenmergelkalk | |
| 2 m Grauer, schlieriger, mergeliger Tuff | » 799 |
| 7 m Weißer Globigerinenmergelkalk. | |

Hier wird das Profil von einer lokalen Rutschung verschüttet; erst weiter unten im Tal finden wir die Fortsetzung, mit einem leicht verändertem Streichen der Schichten. Bei normaler Fortsetzung des Profils können wir etwa 25—30 m Mächtigkeit als unaufgeschlossen betrachten, dann folgt:

- 1,5 m Glastuff.
- 30—40 m weiße Globigerinenmergelkalke.

(6) Profil Serra Civita: Ca. 4,5 km E von Palena erhebt sich die Serra Civita, an deren NW-Abhang folgendes Profil aufgenommen wurde, von oben nach unten :

- 8 m Weiße, feinkörnige, kristalline, marmorähnliche Kalkbrekzien, mit Fauna SC 2.
- 2 m Weiße, dichte, mittelkörnige Kalkbrekzien, mit der Fauna SC 5.
- 18 m Weißliche, fein-mittelkörnige Kalkbrekzien, mit der Fauna SC 8.
- 2 m Grobkörnige, weißliche Kalkbrekzien.
Diskordanz.
- 12 m Weiße, fein-kleinkörnige, kristalline, marmorähnliche Kalkbrekzien.
- 6 m Wie oben mit einigen grobkörnigen Einschaltungen.
- (7) Profil Montenerodomo: Das Profil wurde beim P. 1251 knapp 1 km im S von Montenerodomo aufgenommen. Am E-Abhang dieses Berges erkennen wir von oben nach unten:
- 10 m Mittel-grobkörnige, weißliche Kalkbrekzien wechsellagernd, mit kleinkörnigen, etwas dunkleren Kalkbrekzien.
- 24 m Kleinkörnige, weißliche, marmorähnliche Kalkbrekzien.
- 2 m Grobkörnige, hellgelbliche Kalkbrekzienbank.
- 11 m Kleinkörnige, weißliche, marmorähnliche Brekzien.
- 2 m Grobkörnige Brekzienbank.
- 3 m Klein-mittelkörnige, marmorähnliche Kalkbrekzien.

Außerdem wurden zahlreiche Handstücke gesammelt, die in der folgenden Beschreibung berücksichtigt wurden. Die Fundorte weiterer Faunen sind in der Tabelle und weiter unten angegeben.

c. Mächtigkeit.

Ein Vergleich der stratigraphischen Profile 1:1000, mit den geologischen Profilen 1:50 000 ergibt, daß die aufgenommenen Profile unvollständig sind und sich nie über die gesamte Mächtigkeit erstrecken. Die sich aus der Profilkonstruktion ergebende Mächtigkeit von etwa 800—1000 m ist entschieden übertrieben. Der Fehler liegt darin, daß lokale Aufschuppungen und Brüche bei der Terrainaufnahme in großem Maßstab nicht berücksichtigt werden konnten. Die wahre Mächtigkeit der Torrettaserie dürfte zwischen 500 m und 700 m schwanken, wobei größere Mächtigkeiten einem größeren Anteil an Kalkbrekzien entsprechen würden.

d. Lithologie.

- (1) Graue, oft rötlich verfärbte Globigerinenmergel.
- (2) Weiße, oft rötlich verfärbte Globigerinenmergelkalke = Palombaromergel.
- (3) Glastuffe und ihre Uebergangstypen zu den Globigerinenmergelkalcken.
- (4) Graue oder braune, mergelige Kalke mit Bryozoenrührern.
- (5) Fein-kleinkörnige, braune und weiße Kalkbrekzien.
- (6) Mittel-grobkörnige polygene Kalkbrekzien.

Alle Typen sind durch ausgesprochenen Foraminiferenreichtum gekennzeichnet, die Typen (1)—(5) meist durch Mikro- oder (6) durch Makroforaminiferen, je nach der Korngröße. Die einzelnen Gesteine können sich lateral vertreten und entsprechen keinen eigentlichen stratigraphischen Zonen. Sie bilden Glieder einer faziellen Entwicklungsreihe.

(1) Graue, oft rötlich verfärbte Mergel.

Sie treten im mittleren Teil des Profils Torretta und unterhalb der Masseria Fini, 7 km SW von Casoli, sehr typisch auf, doch kommen sie auch sonst an zahlreichen weiteren Lokalitäten vor.

Es handelt sich um kalkreiche Mergel, die bald grau, bald braun gefärbt sind; in einzelnen Fällen fällt eine rötliche Färbung auf, sie rührt von einer Imprägnierung mit zirkulierendem Wasser her, das sich in den argille scagliose mit Eisensubstanzen an-

gereichert hat. An einigen Stellen machen die Mergel mehr mergeligen Tonen Platz. Eigentliche «red beds», wie sie LIPPARINI (439, 441, 442) beschreibt, wurden in unserem Gebiet nicht festgestellt.

Die Mergel führen zahlreiche Kleinforaminiferen (Globigerinen, Orbulinen (?), Buliminiden, Nodosarien, Lageniden und seltener einige Milioliden) und auch Fucoiden.

Die mineralogische Zusammensetzung der Mergel wurde nicht untersucht.

(2) *Weißer, oft rötlich verfärbter Globigerinenmergelkalke* = *Palombaromergel*.

Sie bilden die Hauptgruppe der Serie von Torretta, die stellenweise nur durch diese Globigerinenmergelkalke vertreten wird (z. B. bei Palombar). Alle anderen lithologischen Typen sind als Einschaltungen dieser Gruppe, somit als kurzfristige Episoden, während der Sedimentation der Palombaromergel zu betrachten.

LIPPARINI (443) möchte gerne den Ausdruck «calcarei marnosi» = mergelige Kalke durch den französischen Ausdruck «craie» ersetzt wissen ohne dafür eine Begründung anzugeben. Vermutlich meint der Autor zu Recht, daß es falsch ist, einen Kalk, ohne praktisch nachweisbaren Tongehalt als mergeligen Kalk zu bezeichnen. Tatsächlich kann man aber bei unseren Globigerinenmergelkalken alle Uebergänge zu tonhaltigen Gesteinen feststellen, wenn auch die meisten Kalke der lithologischen Gruppe praktisch tonfrei sind. Die Frage kann nur durch gründliche, sedimentpetrographische Untersuchungen gelöst werden. Wir ziehen hier den petrographisch vielleicht unkorrekten, aber das Gestein doch gut charakterisierenden Ausdruck «Globigerinenmergelkalk» vor. Die französische «craie» hat sicherlich nicht die geringste Ähnlichkeit mit den meisten unserer Gesteine (vergl. BALLY, 29).

Die meisten weißen, mehr oder weniger mergeligen, oft muschelig brechenden Kalke erinnern stark an die scaglia-Kalke der Oberkreide und an die oligozänen und aquitanen Globigerinenkalke der Maiella, von denen sie sich aber durch eine geringere diagenetische Verfestigung und höheren Tongehalt unterscheiden. Faziell und stratigraphisch schließen sie sich auch direkt an die oligozänen und aquitanen Globigerinenmergelkalke der Maiellanordseite an.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine sehr feinkörnige-dichte, kalzitische Grundmasse und zahlreiche grobkristalline, kalzitische Kleinforaminiferen (überwiegend Globigerinen). In einzelnen Schlifften fanden sich selten auftretende kleine Feldspatindividen und etwas häufiger, Splitter von Glas, die den Uebergang zum nächsten Typus der Glastuffe andeuten.

Als Fossilien findet man die gleichen Mikroforaminiferen der obigen Gruppe, also vorwiegend Globigerinen und Nodosarien.

Die rote Varietät der Palombaromergel, hat schon vielfach zu Verwechslungen mit der roten scaglia Anlaß gegeben (vergl. S. 41 und S. 42). Sie tritt meist an der Basis der Aufschlüsse oder in einzelnen Schichtpaketen auf. Immer fällt ein inniger Kontakt mit den argille scagliose auf. Auf eine Zugehörigkeit zu den Palombaromergeln weisen auch die zahlreichen Globigerinen hin. Einige Handstücke enthielten allerdings nur ganz spärlich Globigerinen und Globorotalien, es konnte aber kein Vorkommen nachgewiesen werden, das die für die scaglia der Oberkreide auch faziell so typischen Globotruncanen enthalten hätte. In diesem Sinne sollten also die Auffassungen von SACCO (624, 625), BEHRMANN (34), PRINCIPI (575) und LIPPARINI (443) revidiert werden (vergl. S. 41). Wir glauben nämlich nicht, daß eine ausgesprochene Globotruncanen führende, rote scaglia bis heute in den argille scagliose der Molisezone tatsächlich nachgewiesen werden konnte, obschon das Vorkommen einer solchen Einschaltung als prinzipiell durchaus nicht unmöglich zu betrachten ist.

Die Palombaromergel bilden regelmäßig geschichtete Serien, deren einzelne Lagen 10—40 cm mächtig sind und oft durch andere Gesteinstypen der Torrettaserie abgelöst werden. Hier und da treten noch schmale Kiesellagen auf. An zahlreichen Stellen wurde eine äußerst intensive Kleinfältelung der Palombaromergel gefunden, die für die große Mächtigkeit der Torrettaserie auf den Profilen mitverantwortlich ist. Kleinfältelung ist ein Charakteristikum der Palombaromergel, besonders auffallend erscheint sie auch als Fältelung oder Clivage zwischen nicht gefalteten Lagen von Kalkbrekzien. Sie ist wohl eher auf tektonische Differentialbewegungen, als auf subaquatische Rutschungen zurückzuführen.

(3) Glastuffe und Uebergangstypen zu den Globigerinenmergelkalken.

Reine Glastuffe treten in der Torrettaserie im Profil Rio Secco, am Rio Secco, ca. 700 m im S von Roccasalegna und in einem Seitenbach des Rio Secco, ca. 1,5 km SE von Gessopalena, auf. Sie kommen also bis jetzt ausschließlich im Raum Gessopalena—Roccasalegna und Il Monte vor. Die größten Mächtigkeiten finden sich im Aufschluß von Roccasalegna, hingegen sind die stratigraphischen Verhältnisse am deutlichsten im Profil Rio Secco festzustellen. Von reinen Glastuffen, zu reinen Globigerinenmergelkalken sind verschiedene Uebergangstypen vertreten, die durch einen mehr oder weniger großen Glasanteil charakterisiert sind.

Die reinen Glastuffe von Roccasalegna findet man am oberen Ende der tiefeingeschnittenen Schlucht des Rio Secco, wo sie große, sehr helle, schalig anwitternde Felsköpfe bilden, die sich durch ihr morphologisches Verhalten stark von den eigentlichen Palombaromergeln unterscheiden. In den klastischen Gliedern der Torrettaserie wurden ebenfalls vulkanische Einflüsse bemerkt, sie werden später gesondert behandelt. Das mikroskopische und makroskopische Aussehen der Gesteine wird im Folgenden etwas näher beschrieben, wobei die Nummern den im stratigraphischen Profile (Tafel II) angegebenen Zahlen entsprechen.

aa. Hellgraue-graublaue Glastuffe. Ein bimsteinartiges, graublaues Gestein mit muscheligen Bruch, meist ohne makroskopisch bestimmbarer Mineralbestand, seltener mit auffallend groben Biotitplättchen. An einigen Stellen mit knolligen limonitischen Konkretionen (793). Die untersuchten Handstücke kommen vom Fundort bei Roccasalegna, wo sie ohne begleitende Palombaromergel auftreten und vom Profil Rio Secco (793, 794 b, 795 a, 796, 797, 799).

Unter dem Mikroskop erkennt man ein Gemenge von feinkörnigem Kalzit, vulkanischem Glas und zahlreichen «Einsprenglingen». Die einzelnen Körner zeigen keinerlei Aufbereitungsercheinungen und sind ungleich groß, so daß von einem Transport durch Bodenströmungen nicht die Rede sein kann.

Mineralbestand:

Calcit:	Feinkörnig, oft pseudomorph nach Glas.
Glas:	Splitterig, blasig, stäbchenförmig mit Gas und Flüssigkeitseinschlüssen. Meist farblos, selten grün oder blau. Oft weitgehend entglast. Ca 50% der Gesamtmasse.
Quarz:	Kleine, eckige, mehr oder weniger idiomorphe Körner.
Plagioklas:	Andesin, kleine, eckige Individuen und idiomorphe Kristalle.
Biotit:	In einzelnen Schliffen in größerer Menge, in anderen fast fehlend.
Augit:	In einem Schliiff fraglich festgestellt.
Erz:	Meist Pyrit.

Es scheint, als ob Glas, Quarz, Plagioklas, Biotit usw. während einem Aschenregen in die eigentlichen Globigerinenmergelkalke hineingestreut worden seien, wobei der noch nicht verfestigte, sehr feinkörnige Kalzit in allen Poren des vulkanischen Glases eindringen konnte. An zahlreichen Stellen wurde Glas von Kalzit vollständig verdrängt.

bb. Gefältelte, verkieselte, graue Radiolarien-Tuffmergel. Dieses typische Gestein wurde im Profil Rio Secco zwischen zwei Glastufflagen angetroffen (794 a). Es ist ein hartes, graues Gestein, bei dem helle mit dunklen, dünnen Lagen abwechseln. Auffallend ist die intensive Fältelung, die an eine Quell- oder Fliesstruktur erinnert. Unter dem Mikroskop erkennt man:

- Grundmasse: Sehr feinkörniger Kalzit, vermischt mit einem isotropen Material, das lagenweise die Grundmasse verdrängt. Es handelt sich dabei um Opal, der offensichtlich bei den Prozessen der Entglasung frei geworden ist. Ob ein Teil des isotropen Materials Montmorillonit ist, das als Produkt der Entglasung zu betrachten wäre und vielleicht die Quellstruktur veranlaßt hat, konnte nicht mit der erforderlichen Genauigkeit ausgemacht werden.
- Nebengemengteile: Glas (farblos und braun), Quarz, Plagioklas, Biotit, Erz (Pyrit). Außerdem sieht man stark limonitisierte Zonen.
- Fossilien: Zahlreiche Radiolarien, fast ausschließlich Spumellarien, sind meistens kalzitisch, Kalzit hat also hier die Kieselsäure verdrängt. Wenige Individuen sind mit Chalcedon gefüllt und einige haben noch ein isotropes Skelett (Opal). Die Skelette der Radiolarien sind einzig schön erhalten. Spongienadeln sind meist isotrop und in vielen Fällen von Kalzit verdrängt worden.
- Foraminiferen: *Pyrgo*, Globigerinen, Nodosarien.

cc. Graue, Radiolarienmergelkalke. Auch sie sind ein wesentlicher Bestandteil der Tuffserie des Rio Secco (795, 796) und erscheinen immer zusammen mit den eigentlichen Tuffen.

Es ist ein grauer, mergeliger Kalk, der sich von den eigentlichen Globigerinenmergelkalken, nur durch die etwas dunklere Farbe unterscheidet. Unter dem Mikroskop erkennt man:

- Grundmasse: Kalzit, sehr feinkörnig und offenbar ziemlich tonreich, lokale Opalanreicherungen.
- Nebengemengteile: Glas, Biotit, Feldspat, selten und kleine idiomorphe Quarz- und Feldspatindividuen, Erz (Pyrit).
- Fossilien: Radiolarien, (ausschließlich Spumellarien) mit sehr gut erhaltener Feinstruktur. Skelett oft aus Opal. Hohlräume meist mit Kalzit ausgefüllt. Spongienadeln ursprünglich aus Opal, manchmal in kleinen, eckigen, begrenzten Ansammlungen, bei denen der Opal teilweise von Kalzit verdrängt wurde. Meistens aber sind die Nadeln regelmäßig im ganzen Gestein verteilt und schon kalzitisch.
- Foraminiferen: Globigerinen, Amphisteginen, Nodosarien, Textularien.

Die drei beschriebenen Typen zeigen den schon oben erwähnten Zusammenhang (S. 37 ff.) auf: Nach Ablagerung der Glaspartikel des vulkanischen Aschenregens, muß für die Radiolarien ein Existenzoptimum eingetreten sein, was durch die in der Folge auftretenden Radiolarienmergel erwiesen ist. Immerhin war die Kieselanreicherung nicht genügend, und die diagenetischen Prozesse wurden durch die tektonische Hochhebung des Gebietes zu früh unterbrochen, so daß keine eigentlichen Kieselgesteine entstehen konnten. Die ursprünglich rein kieselligen Organismen liegen bereits in einem Umwandlungsstadium vor. Im allgemeinen scheint Kalzit den Opal direkt zu verdrängen, der abwandert. An wenigen Stellen findet zunächst noch eine Umwandlung zu Chalcedon statt, der seinerseits wiederum vom Kalzit verdrängt wird. Die so auf zwei Wege freigewordene Kieselsäure hat sich wahrscheinlich in den allenthalben in der Serie auftretenden Kieselagen angereichert.

(4) Graue-graubraune, mergelige Kalke mit Bryozoenstrümmern.

Diesen Gesteinstypus findet man an verschiedenen Stellen, wenn er auch nicht sehr verbreitet ist, z. B. im Profil Calvario C4, dann bei Mte. San Pancrazio oberhalb Roccascalegna, in der Regione Prato E von Fara San Martino, und schließlich an der tektonisch stark beanspruchten Basis unseres Profils Torretta (auf der Skizze, Tafel II deshalb nicht mehr eingezeichnet) und bei Torretta (13). In dem grauen, cacaofarbenen, mergeligen Kalk erkennt man schon von bloßem Auge zahlreiche grobe Bryozoenstrümmern und andere Fossilreste.

Unter dem Mikroskop sieht man eine feinkörnige, dichte, kalzitische Grundmasse mit zahlreichen Globigerinen. Stellenweise ist die Grundmasse glaukonitisch. In der Grundmasse finden sich zahlreiche grobkörnige Trümmer von Bryozoen, Korallen und Foraminiferen (Calvario 4, Torretta 13).

(5) *Fein-kleinkörnige, braune Kalkbrekzien*

Sie haben, nach den Palombaromergeln, den Hauptanteil an der Torrettaserie und bilden den Anfang einer Reihe von Gesteinstypen, die von fein- zu grobkörnigen Brekzien führt. Sie sind in allen Vorkommen der Torrettaserie allgemein verbreitet.

Makroskopisch liegt ein meist braunes und glaukonitisches, in der südlichen Hälfte der Region aber weißes, oft kristallines, fein-kleinkörniges klastisches Gestein vor. Auffallend ist eine ausgesprochene Feinschichtung, die durch die Wechsellagerung von fein- mit kleinkörnigen Lagen hervorgerufen wird. Diese rhythmische Schichtung ist besonders gut nach Färbung mit Anilinfarben erkenntlich. Es handelt sich hier also wiederum um einen mm-Rythmit im Sinne SANDER's (643). Häufig sind einzelne dunkle Kiesellagen vorhanden. Lokal treten Ripplemarks, fraglich Kriech- und Fraßspuren auf.

Unter dem Mikroskop: Die kalzitische, grobkristalline Grundmasse tritt meist ganz zurück und füllt höchstens die spärlichen Lücken zwischen den kleinen Körnern und den Fossilien aus. Die klastischen Gemengteile sind meistens Trümmer von Kalken, Mollusken, Bryozoen, Echinodermen, Spongiennadeln, Foraminiferen, dazu kommen noch spärliche pyroklastische Gemengteile wie relativ idiomorpher Quarz, Plagioklas (Andesin-Labrador, oft zonar), Biotit, Glas und außerdem noch Glaukonit. Ein großer Teil des Gesteins wird von Foraminiferen eingenommen (*Globigerina* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Robulus* sp., *Cibicides* sp., *Bolivina* sp., *Globorotalia* sp., und zahlreiche andere Kleinforaminiferen).

An Stelle der brekziösen Varietät tritt in wenigen Fällen eine kleinkörnige, pseudoolithische Varietät, bei der wir in einer gut rekristallisierten Grundmasse pseudoolithische Kalzittrümmer und Foraminiferentrümmer erkennen. Auch diese Varietät führt pyroklastische Gemengteile (idiomorpher Biotit) und eine reiche Kleinforaminiferenfauna.

Eine weitere Abart sind die weißen, marmorartigen, fein-kleinkörnigen Kalkbrekzien. Bei Färbung mit Anilinfarben tritt die klastische Struktur deutlich hervor. Alle Trümmer sind weitgehend rekristallisiert, so eine eintönige, kalzitische, kristalline Grundmasse bildend, in der Kleinforaminiferen (*Globigerinen*, *Globorotalien*) Trümmer von *Discocyclinen*, *Alveolinen*, *Rotalien* usw. verstreut sind.

(6) *Mittel-graukörnige polygene Kalkbrekzien.*

Mengenmäßig sind sie nicht stark vertreten, doch macht ihre spezielle Ausbildung sie zu einem charakteristischen Gestein der Torrettaserie. Sie sind weitverbreitet und stellen keinen bestimmten stratigraphischen Horizont innerhalb der Gesteinsreihe dar. Es handelt sich um die grobkörnige Varietät des oben beschriebenen Gesteins.

Die mittel-grobkörnigen Kalkbrekzien bilden lokal 0,5—2 m mächtige Bänke, sie sind meist regelmäßig geschichtet, weisen keine Deltastrukturen auf, nur in seltenen Fällen sind lokale alte Stromrinnen, die mit größerem Material ausgefüllt wurden, feststellbar.

Gegen Süden, z. B. in den Profilen Serra Civita und Montenerodomo treten an Stelle der meist braunen oder gelblichen Brekzien, weiße und marmorartig ausgebildete Brekzien, ganz analog der fein-kleinkörnigen Kalkbrekzie der Torrettaserie.

Von bloßem Auge erkennt man eine meist grobkörnige Brekzie mit spärlichem feinkörnigem Bindemittel, welches hier und da durch Palombaromergel vertreten wird. Manchmal fehlt das Bindemittel ganz, und sind die Komponenten durch stylolithische Nähte miteinander verwachsen. Als Komponenten treten außer vielfarbigen dichten Kalken, Palombaromergel, Kieselgesteine aus der Serie der Maiella, Radiolariengesteine und argille scagliose-Fragmente aus der Molisezone auf, hinzu kommen zahlreiche Großforaminiferen.

Die Vergrößerung gefärbter Anschliffe und der Dünnschliffe liefert ein vollständigeres Bild:

Grundmasse:	Feinkörniger Kalzit, klein-feinkörnige Kalkbrekzie oder Palombaromergel, oft auch grobkörniger gut rekristallisierter Kalzit. Meistens füllt die Grundmasse nur die zwischen den Komponenten freibleibenden Zwickel aus.
Komponenten:	Sie sind meistens durch stylolithische Nähte miteinander verwachsen. Die tonige Zwischenmasse dieser Nähte und die feinkörnige Grundmasse färbt sich mit Anilinfarben intensiv, so die einzelnen eckigen Komponenten ausgezeichnet umreißend. Die Komponenten selber sind sehr mannigfaltig: Dichte, gelbliche Kalke, weiße, kristalline Kalke, oolithische und pseudo-oolithische Kalke, Tone, Radiolariengesteine, Kiesel, Mollusken, vor allem Rudisten, Hydrozoen-, Korallen- und Bryozentrümmer. Lithothamnien und Dasycladaceen. Außerdem zahlreiche Großforaminiferen (Nummuliten, Orbitoiden, Amphisteginen, siehe S. 58 f. und Tabelle II und VIII).

e. Lithogenese.

Lithogenetisch können die oben beschriebenen Gesteinstypen den drei Gruppen der Globigerinenmergelkalke, der Tuffe und der Kalkbrekzien, zugewiesen werden.

(1) *Globigerinenmergelkalke*: Ihre Entstehungsweise ist dieselbe, wie die der weiter unten beschriebenen, analogen Bildungen des Oligozäns der Maiella. In einem flachen, küstennahen Meer kam es zur Ablagerung eines feinen Kalkschlammes, ohne daß Wellenbewegungen oder Strömung einen großen Einfluß auf die Ablagerungsbedingungen ausübten, das Plankton dieses Meeres bestand zu einem großen Teil aus Globigerinen, deren Schalen mit eingesedimentiert wurden.

(2) *Tuffe*: Diese durchaus normalen Sedimentationsprozesse wurden durch plötzliche vulkanische Aschenregen unterbrochen, deren Ursprungslokalität uns vorläufig nicht bekannt ist. Die Glassplitter dieser Asche bewirkten dadurch eine Veränderung des Planktons, daß ein erhöhter Kieselgehalt des Meerwassers die plötzliche Zunahme von Radiolarien und auch Spongien stark begünstigte. Die vulkanische Tätigkeit brachte aber keine wesentliche CO₂-Anreicherung mit sich, so daß es zu keiner eigentlichen Kalkauflösung kommen konnte. Ebensowenig wurden die Durchlüftungsverhältnisse verändert, so daß keine euxinischen Bedingungen entstanden.

Die örtlich beschränkte Verbreitung der Tuffe und die Vermutung, es habe kein eigentlicher Transport durch Bodenströmungen stattgefunden, könnten zum vorläufigen Schluß führen, der eruptierende Schlot hätte sich im Raum Gessopalena-Roccascalegna-Mte. Alto befunden. Man sollte aber bedenken, daß wir nur unvollständige Teile eines mächtigeren Gesamtprofils aufgenommen haben, so daß uns andere Vorkommen vielleicht entgangen sind. Außerdem muß man noch mit der Möglichkeit eines Transports durch Wind und Oberflächenströmungen rechnen.

Die regionale Geologie der Molise steckt noch in den Anfängen, so daß man aus unseren Tuff-Funden noch keine Schlüsse ziehen darf.

(3) *Kalkbrekzien*: Die oben erwähnten Sedimentationsverhältnisse wurden durch die Bildung der Kalkbrekzien unterbrochen. Ihre Entstehung ist nicht deutlich, man kann sie vorläufig nur auf Grund einiger lithogenetisch wichtiger Elemente rekonstruieren.

Die Komponenten unserer Brekzien sind ob klein- oder grobkörnig, meist eckig oder nur leicht kantengerundet.

Die Ablagerung der einzelnen Feinschichten erfolgte im großen Ganzen rhythmisch, wobei jeder neue Zyklus mit der gröberen Fraktion beginnt und die Korngröße gegen oben abnimmt.

Die zyklische Gliederung ist in der Feinschichtung gut erhalten, geht aber bei der eigentlichen Schichtung und im größeren Verband verloren, d. h. während die einzelnen Brekzienbänke in sich rhythmisch gegliedert sind (mm-Rhythmit), ist ihr Gesamtaufreten auch nicht angenähert periodisch.

Die laterale Ausdehnung der Kalkbrekzien, namentlich der grobkörnigen Typen, ist sehr beschränkt, es lassen sich somit keine bestimmte Horizonte verfolgen. Diese Beobachtung ist allerdings mit dem Vorbehalt zu versehen, daß wir ja keine durchwegs gültige stratigraphische Gliederung zustande bringen und die einzelnen Schollen der Torrettaserie nicht miteinander parallelisieren konnten.

Die Brekzienbänke der Torrettaserie wechsellagern mit den ruhig sedimentierten Globigerinenmergelkalken.

In Bezug auf die Verteilung der aufgearbeiteten Fauna ist zu sagen, daß im Norden noch zahlreiche aquitane und burdigale Formen auftreten, während im Süden die Foraminiferenfaunen fast nur noch kretazisch und untereoän sind. Ähnliche Unterschiede zeigen sich in der Lithologie: Im N bieten die Brekzien einen viel bunteren Anblick dar als im S, wo die gleichen Brekzien kristallin, marmorartig und ganz hell gefärbt sind. Im stratigraphischen Längsprofil der Maiella ist eine mögliche Ursache für diese fazielle Differenzierung angedeutet. Einer recht vollständigen Serie von der Oberkreide zum Eozän, Oligozän und Miozän mit den entsprechenden Großforaminiferen im Norden, steht dort im Süden eine lückenhafte Serie mit Oberkreide, unvollständigem Eozän und einem schalmächtigen Analogon der Torrettaserie gegenüber. Es fehlen dort also die Kalke mit Bryozoen, Lepidocyclinen und Miogypsinen, die nur wenige Kilometer südlich Pennapedimonte auskeilen.

Wenn man annimmt, diese seien ursprünglich bis im Raum Pennapedimonte—Fara San Martino vorhanden gewesen und seien erst im Raum von Palena nicht mehr abgelagert worden, so kann man jede der hier beschriebenen Komponenten deutlich von einer in der anliegenden Region der Maiella vorhandenen Schicht ableiten. Im mittleren Abschnitt zwischen Pennapedimonte und Fara San Martino würde der Abtrag der Bryozoen-, Lepidocyclinen- und Miogypsinenkalke zu den Brekzien östlich dieses Abschnittes führen. Im südlichen Abschnitt ständen nur die oft weißen, kristallinen Kalke der Oberkreide und des Eozäns zur Verfügung, aus deren Material im E, die entsprechenden Brekzien gebildet wurden. Wir sehen also, daß der Ursprung des Brekzienmaterials sicher direkt an der E-Flanke der Maiella zu suchen ist und daß wir mit dieser an sich einfachen und plausiblen Annahme sogar zu einer detaillierten Motivierung der im Norden und Süden verschiedenen Faunen und Lithologien dieser Brekzien kommen.

Es gilt jetzt die eigentliche Genese dieser Brekzien zu untersuchen. Generell stellen wir mit HEIM (367) fest, daß Brekzien durch Verwitterung ohne Abrollung vor der

Sedimentation entstehen, wobei dies sowohl unter Wasser, als auch auf dem Festland- oder am Strand sein kann. Ohne auf die anderen genetischen Erklärungsmöglichkeiten einzutreten, scheint die von KUENEN & MIGLIORINI (415) vorgeschlagene Hypothese die Entstehung unserer Brekzien am besten zu erklären. In der ausgezeichneten Arbeit dieser Autoren finden sich nämlich alle nötigen Anhaltspunkte für eine Erklärung der Entstehung unserer Kalkbrekzien, die stratigraphisch und lithologisch ja nichts anderes darstellen als die «brecciola» von MIGLIORINI. Der Gebrauch des Begriffes «brecciola» wurde von uns vermieden, um nicht die Stellung unserer Kalkbrekzien zu präjudizieren.

Nimmt man eine küstennahe Ablagerung der Brekzien an, so sollte man entsprechende, durch Strömung oder Wellenschlag bedingte Strukturen erkennen. In der Tat deuten seltene Ripplemarks das sporadische Auftreten von lokalen Strömungen an, sie sagen aber nicht viel über die Ablagerungstiefe aus, da Ripplemarks nach SHEPARD (690) bis in ca. 245 m Meerestiefe gefunden wurden. Der relativ weite Transport der Komponenten (nachgewiesen mehr als 10 km bei den Kalkbrekzien des Profils Calvario) ohne wesentliche Abrollungserscheinungen läßt vermuten, die Komponenten seien in Suspension transportiert worden. Auch das ruhige Sedimentationsbild der eingelagerten Globigerinenmergelkalke schließt einen Zusammenhang mit starken Strömungen aus. Erklärungsschwierigkeiten werden durch die Einführung der Vorstellung von spezifisch schweren, getriebenen Wasserströmungen, die hier näher erörtert werden sollen, weitgehend beseitigt, da diese die Transportart der grobkörnigen Komponenten verständlich macht.

Im Jahre 1930 führte BAILEY (26) den Begriff «graded bedding» ein, er verstand darunter eine Schichtfolge, die durch von der Basis an gegen oben abnehmende Korngröße charakterisiert ist und die im Gegensatz zur «current bedding» keine Fließstrukturen (Kreuzschichtung usw.) zeigt. Mangels deutscher Ausdrücke übernehmen wir die gut definierten Ausdrücke BAILEY's. Beide Schichtungstypen schließen sich aus, da sie nach BAILEY durch zwei verschiedene Ablagerungsprozesse bedingt sind. Offensichtlich weisen unsere Brekzien eine typische «graded bedding»-Struktur auf. Einerseits kann diese Schichtung durch plötzliche Zufuhr von extrem aufgearbeitetem Material und nachträglicher Ablagerung der Schwere nach erklärt werden, andererseits kann intermittierende Zufuhr von klastischem Material auch zu einer allmählichen Abnahme der Korngröße führen (Erosionszyklus, Auffüllung oder Ausflachung eines Sedimentationsbeckens, unregelmäßiges Sinken von Sedimentationsbecken, klimatische Schwankungen, tektonische Hebungen des Festlandes). Der Unterschied der Erklärungsmöglichkeiten besteht darin, daß im ersten Fall alle Kornfraktionen des sedimentierenden Materials gleichzeitig zur Stelle sind und sich in absteigender Reihenfolge der Korngröße nach absetzen können, daß aber im zweiten Falle das zu sedimentierende Material fraktionenweise herangeführt und ebenso abgelagert werden muß, wobei im Ursprungsgebiet des aufgearbeiteten Materials entschieden wird, welche Fraktion an die Reihe kommt, und wobei die größeren Fraktionen nicht ohne Abrollung transportiert werden können. Im ersten Falle zeigt ein ganzer Zyklus einen plötzlichen, einmaligen Akt an, im zweiten Fall entspricht jeder einzelnen Lage ein bestimmter Zustand im Hinterland. Der Unterschied ist also subtil, aber nicht unwesentlich. Die zweite Möglichkeit erscheint, wenigstens für die genetische Erklärung der grobkörnigen Brekzie, nicht in Frage zu kommen. Die hierfür erforderlichen, meist tektonisch oder klimatisch gearteten Prozesse sind von einer Größenordnung, die nicht der Verbreitung und der Mächtigkeit der Kalkbrekzien entspricht. Solche tektonische Prozesse führen zu sedimentären Zyklen höherer Ordnung; Zunahme der Transportfähigkeit der Gewässer erfordert aber Strömungen und mit ihnen Erosionsphänomene und Kreuzschichtung, welche beide in unserem Gebiet nicht oder nur ganz lokal festgestellt wurden.

In diesem Zusammenhang arbeitete KUENEN (409—412) den Charakter sogenannter «Trübungsströmungen» heraus (turbidity currents oder auch density currents). Es sind dies subaquatische Strömungen, die reichlich feinkörniges Material in Suspension mit sich führen, wodurch ihr spezifisches Gewicht erhöht wird, was sie zwingt, sich am Boden eines Wasserkörpers zu bewegen. Nach den Forschungen von KUENEN können turbidity currents wegen ihres spe-

zifischen Gewichtes relativ große klastische Trümmer transportieren, so die Transportfähigkeit ungetrübter Wasserströmungen um ein vielfaches übertreffend. Solche Strömungen haben auch eine erhöhte Erosionsfähigkeit. Ein gutes festländisches Beispiel für solche Strömungen bilden die Murgänge der Alpen. Bevor die Ursachen der «turbidity currents» erläutert werden, sei zunächst darauf hingewiesen, wie sie zur Ruhe kommen: Am Unterende natürlicher Böschungen, über die sich unsere Strömungen bewegen, finden sich stabile Verhältnisse, das ganze Wasser-Sedimentgemenge kann sich also weit ausbreiten, die einzelnen Komponenten können sich der Schwere nach ablagern, die grobkörnigeren unten, die feinkörnigeren oben, und so erhält man das typische Bild des «graded bedding». Diesen Sedimentationsverlauf und die Transportfähigkeit der «turbidity currents» hat KUENEN (409—412) glänzend illustriert und experimentell nachgeprüft.

In Anlehnung an KUENEN & MIGLIORINI (415), gelangen wir in Bezug auf die Genese der Kalkbrekzie zu folgenden Schlußfolgerungen. Die Brekzien sind nichts anderes, als Absätze aus einer die Komponenten mit sich führenden, getrübten Wasserströmung, die, in eine ruhige Flachsee geraten, ihre trüben, inklusive grobklastischen Komponenten der Schwere nach sedimentieren konnte. Hierbei werden die Komponenten, wozu die Tone der argille scagliose auch zählen, nicht abgerollt, da der ganze Prozeß sich meist außerhalb irgendeines Strömungs- oder Wellenbereichs abspielt.

Noch muß der Ursache der Trübungsströme nachgeforscht werden. Als Ursprungsort haben wir bereits die Maiella E-Flanke angegeben. Die geologische Vergangenheit dieses Gebirges zeigt, daß erst im Oligozän die ersten bedeutenden Hebungen über Meeresspiegel auftreten. Die zahlreichen Brüche beleuchten den Mechanismus der Hebungen. Damals wie heute traten Erdbeben als Folgen dieser Hebung auf. Zugleich kam es zu Rutschungen, sowohl unter als über Wasser. So ist in unserem Falle der *in situ* gebliebene und beim Mangel strömender Gewässer (Karsthydrographie!) nicht weiter transportierte Erosionsdetritus der Maiella in Form von Rutschungen in die Tiefe gelangt, wobei er, mit Meerwasser vermischt, die Bildung von turbidity currents verursachte. Erdbeben sind also wohl primär für die Entstehung der eigentlichen grobkörnigen Brekzien, die nur in beschränktem Masse sich rhythmisch wiederholen, verantwortlich. Für die rhythmische Schichtung der fein- und feinkörnigen Kalkbrekzien dürften ähnliche, subaquatische, aber diesmal klimabedingte Rutschungen verantwortlich sein. So kann man sich vorstellen, daß bei jahreszeitlicher Zunahme von Regenfällen und Stürmen alljährlich eine Trübung der Gewässer erfolgte und daß beim Aufhören der Regenfälle zunächst die grob-, dann die feinkörnigen Komponenten abgelagert wurden.

COLBERTALDO (178) sagt, daß die Trübung in der Lagune von Venedig von den Gezeiten und den Mondphasen abhängt und daß ferner ein jährliches Maximum in den Wintermonaten (vor allem Oktober und November) auftritt. So zeigt ein rezentes Beispiel, daß rhythmisch auftretende Trübungen bestehen, die notwendigerweise auch zu einer rhythmischen Sedimentation führen müssen. Abschließend kann man somit feststellen, daß in der Torrettaserie die Palombaromergel klimatische und tektonische Ruhe reflektieren, die Tuffe vulkanische Tätigkeit, die mittel-grobkörnigen Kalkbrekzien tektonische Aktivität mit Erdbeben und die fein-kleinkörnigen Kalkbrekzien klimatische Unruhe im Rahmen dieser tektonischen Bewegung anzeigen.

f. Fossilinhalt :

Die Lithogenese der Torrettaserie ergibt deutlich, daß, mit Ausnahme der Globigerinenmergel, der Globigerinenmergelkalke und ihrer Tuffe die meisten anderen Gesteine der Serie weitgehend aus aufgearbeitetem Material bestehen und klastisch sind.

Wir werden daher im Folgenden die Aufarbeitungserscheinungen und ihre Rückwirkungen auf den Fossilinhalt noch eingehender besprechen.

Kontinuierliche Wiederaufarbeitung von Sedimenten ist durch alle geologischen Formationen verbreitet. Diese Aufarbeitung konnte während der Ablagerung durch Strömung, Brandung usw. verursacht werden, sie konnte aber auch während der Diagenese (submarine Rutschungen, submarine Denudation) oder nach dieser sich auf das schon fertig gebildete Gestein erstrecken (Transgressionen, normale Erosion). Man unterscheidet also, was die Wirkung auf Fossilien betrifft, zwei Arten der Aufarbeitung:

1. Die fortwährende Wiederaufarbeitung von mehr oder weniger verfestigten Gesteinen innerhalb einer stratigraphischen Einheit (Zone, Stufe), die zu falschen paläo-oekologischen und paläogeographischen Schlüssen führen kann.

2. Die Aufarbeitung der bereits weitgehend verfestigten Gesteine einer Reihe von stratigraphischen Einheiten (Zonen, Stufen), die

- a. zu eigentlichen stratigraphischen Mischfaunen,

- b. zu einer scheinbar leitenden Fauna führt.

Der Fall b. kann besonders irreleitend sein und wird offensichtlich durch «selektive» Aufarbeitung verursacht. So kann z. B. eine Aufarbeitung, die «lit par lit», d. h. flächenmäßig eine stratigraphische Serie betrifft, theoretisch zu einer Inversion der Faunenreihenfolge führen.

Für die Aufstellung auf fossilen Faunen begründeter stratigraphischer Korrelationen ergeben sich so manchmal erhebliche Schwierigkeiten, deshalb scheint es angebracht, die von uns verwendeten Methoden kritisch zu beschreiben.

Die Frage, ob gewisse anormale Faunenkombinationen an italienischen Fundorten von Großforaminiferen durch Aufarbeitung zu erklären seien, war langezeit Gegenstand heftigster Diskussionen: BEHRMANN (34), R. DOUVILLE (256), SILVESTRI (701—709), SORRENTINO (722), MARCHESINI (459, 460), RENZ (594, 595), MIGLIORINI (468), SENN (686), CHECCHIA-RISPOLI (152—160) und andere haben dieses Problem studiert, wobei vor allem die stratigraphische Verbreitung der Lepidocyclinen und Miogypsinen festgestellt werden mußte. Da diese Frage im Laufe der Diskussion im Sinne von Tabelle VII geklärt wurde, soll sie hier nicht mehr aufgerollt werden. Es hat sich dabei gezeigt, daß die folgenden Kriterien für die Erkennung der Aufarbeitung in unseren Gegenden wichtig sind; keines ist an und für sich ausschlaggebend, nur ihre Kombination ergibt zuverlässige Resultate.

Lithologie des Gesteins: Bei klastischen Gesteinen besteht stets die Möglichkeit, daß darin eingeschlossene Mikrofaunen aufgearbeitet worden sind.

Fauna: Die stratigraphische Verbreitung der Großforaminiferengattungen ist im Mittelmeergebiet, für die einzelnen stratigraphischen Stufen von Oberkreide und Tertiär zuverlässig festgestellt (Tafel VII). Zeigen sich Widersprüche zu dieser stratigraphischen Verbreitung, so sind wahrscheinlich Aufarbeitungserscheinungen daran schuld.

Erhaltungszustand der aufgearbeiteten Fauna: Er kann ausgezeichnet sein, selbst scheinbar schwache Foraminiferenschalen können völlig unverletzt umgelagert werden, gute Beispiele hierfür geben uns SENN (686) und VOORTHUYSEN (818, 819). Findet man jedoch zerbrochene Schalen, so ist es angebracht, an eine Aufarbeitung zu denken, wobei ein Anhaften von Bruchstücken des ursprünglichen Gesteins an den aufgearbeiteten Foraminiferen ein bedeutsames Kriterium sein kann. Solche Fälle illustrieren RENZ (594, 595) und CHECCHIA RISPOLI (152—160) vortrefflich.

Geologische Lagerung der Fauna: SENN (686) macht darauf aufmerksam, daß in allen von ihm beobachteten Fällen die Formation, welche die aufgearbeiteten Foraminiferen enthält, in der näheren Umgebung direkt transgressiv auf derjenigen aufliegt, welche die aufgearbeiteten Foraminiferen enthalten hatte.

Diese vier Kriterien sprechen in unserem Falle, wie noch zu zeigen ist, für Aufarbeitung. Für die Erkennung an den Foraminiferen anhaftender Bruchstücke des ursprünglichen Gesteins, erwies sich die Färbung von Anschliffen mit Anilinfarben (am besten Methylenblau, Gentianaviolett, Kristallviolett oder Malachitgrün) als gut brauchbares Hilfsmittel. Die Farben werden von den feinen Tonhäuten zwischen den oft stylolithisch verwachsenen Komponenten sehr schnell absorbiert und zeigen dann die Formen der einzelnen Bruchstücke ganz ausgezeichnet. Gleichzeitig färben sich auch die Feinstrukturen der Foraminiferen. Im Laufe der Untersuchungen ergab sich eindeutig, daß der größte Teil der Großforaminiferen als Trümmer, häufig noch im Verband mit anhängenden Splittern ihres Muttergesteins, auftraten.

Die folgende Aufzählung der Faunenelemente ist summarisch. Es wurden Faunen der folgenden Fundorte und Gesteine näher untersucht:

1. Aus den auf der Tabelle II wiedergegebenen Profilen:

Torretta, die Nummern 2, 3, 10, 13, 49, 55;

Calvario 4;

Roccascalegna 705, 706;

Serra Civita 2, 5, 8;

Montenerodomo 100, 102, 103.

2. Von verschiedenen anderen Fundorten (die Bezeichnung der Fauna in Tabelle VIII *ist in kursiv*): Isolierter Block, 1,5 km WSW von *Palombaro*; auf dem höchsten Punkt des Weges der von Casoli in die Regione Tufo führt, ca. 2 km SW *Casoli*; *Rio Secco*, beim Einfluß des Baches, der von der Regione il Piano kommt, in den *Rio Secco*, ca. 1,5 km SW von Roccascalegna; *Monte Alto*, ca. 1 km nördlich Gessopalena; *San Giusto*, 4 km NW von Torricella Peligna; *Madonna del Roseto*, 2 km W Torricella Peligna; *Monte dell'Irco*, ca. 2 km südlich Torricella Peligna; *C. Barbolani*, 4 km E von Palena. Fossillisten von SORRENTINO (722) vom Fundort Roccascalegna und die von SACCO (625) mit Fundort Monte dell'Irco und Montenerodomo (für die gleiche Fauna wird in zwei Publikationen ein verschiedener Fundort angeführt), sind in unsere Betrachtungen mit einbezogen. Die verschiedene Nummulitenformen enthaltenden Fossillisten von PRINCIPI (575) und BEHRMANN (34) werden nicht verwendet, da vielleicht einige Bestimmungen zweifelhaft sind, und da die stratigraphischen Verhältnisse in diesen Arbeiten zu sehr vereinfacht wurden, wodurch Fehlinterpretationen nicht auszuschließen waren.

Die Verteilung der einzelnen Genera auf Fundorte und Horizonte ist in den Tabellen II und VIII dargestellt. Ein Kommentar zur stratigraphischen Bedeutung der einzelnen Gattung und einiger Arten folgt:

<i>Orbitolina</i> sp.	Vorkommen: Torretta 10, Casoli und Mte. dell'Irco. Stratigraphische Verbreitung: Barrémien — Basis des Turoniens.
<i>Textularia</i> sp.	Vorkommen: Kleinkörnige Brekzien. Stratigraphisch atypisch.
<i>Miliolidae</i>	Vorkommen: Ueberall weit verbreitet. Stratigraphisch atypisch.

Von dieser Familie sind zahlreiche Formen vertreten:

Quinqueloculina sp. *Spiroloculina* sp. *Triloculina* sp. *Pyrgo* sp.;

Orbitolites complanata LAMARCK

Vorkommen: Rio Secco, Montenerodomo.

Stratigraphische Verbreitung: Unter-Mitteleozän.

Alveolina sp. und *Alveolina* (*Flosculina*) sp.

Vorkommen: Weitverbreitet, selbst Fragmente in feinkörnigen Kalkbrekzien.

Aus der Familie der Alveoliniden wurden keine anderen Formen gefunden. Es handelt sich um zwei im unteren Eozän verbreitete Genera.

SORRENTINO (866) gibt aus der Umgebung von Roccascalegna folgende Spezies an:

A. schwageri, CHECCHIA-RISPOLI

A. oblonga, d'ORBIGNY

A. festuca, CHECCHIA-RISPOLI

A. festuca var. *elongata*, SORRENTINO

A. baldacci, CHECCHIA-RISPOLI

A. milium var. *lepidula*, SORRENTINO

A. subpyrenaica, LEYMERIE

A. distefanoi, CHECCHIA-RISPOLI

A. ellipsoidalis, SCHWAGER

Diese Aufzählung deckt sich mit unseren Beobachtungen, zusätzlich sei noch erwähnt:

A. primaeva, REICHEL

Flosculina pasticillata, SCHWAGER

F. decipiens, SCHWAGER

F. daunica, CHECCHIA-RISPOLI

Diese Liste zeigt ein starkes Ueberwiegen der untereozänen Vertreter.

- Lagenidae* Vorkommen: Weitverbreitet in den feinkörnigen und feinkörnigen Kalkbrekzien, in den Globigerinenmergelkalken und den Mergeln, Hauptformen: *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Lagena* sp., *Robulus* sp., usw. Stratigraphisch nicht typisch.
- Buliminidae* Vorkommen: Weitverbreitet, wie *Lagenidae*. Hauptformen: *Bulimina* sp. und *Bolivina* sp. Stratigraphisch nicht typisch.
- Globigerinidae* Vorkommen: In fast allen Schichten der Torrettaserie massenhaft. Hauptformen: *Globigerina* sp. und *Orbulina* sp. (?). Strat. Verbreitung: Globigerinen ohne Speziesbestimmung stratigraphisch nicht verwendbar. *Orbulina universa* erscheint vom Oligozän an (LEROY, 430, und GRIMSDALE, 336), ist in Dünnschliffen aber nur schwer eindeutig bestimmbar.
- Globorotalia* sp. Vorkommen: Weitverbreitet, vor allem in feinkörnigen Typen. Stratigraphischer Horizont ohne Speziesbestimmung nicht zu präzisieren.
- Chapmania gassinensis*, SILVESTRI Vorkommen: Rio Secco. Strat. Verbreitung: Priabonien.
- Amphistegina* sp. Vorkommen: Weitverbreitet. Strat. Verbreitung: In Italien vor allem im Miozän.
- Rotalia* sp. Vorkommen: Mäßig verbreitet. Stratigraphisch atypisch.
- Siderolites* cf. *calcitrapoides*, LAMARCK Vorkommen: Grobkörnige Brekzie; die Stacheln brachen bei der Einbettung in die Brekzie meistens ab, so daß nur stark havarierte Exemplare vorliegen. Strat. Verbreitung: Maestrichtien.
- Miogysiniidae* Aus dieser Familie stammen die stratigraphisch jüngsten Formen der Torrettaserie. Die wenigen in Dünnschliffen angetroffenen Schnitte erlauben keine Artenbestimmung. Die Formen wurden den Genera
- Miogypsinoides* und *Miogypsina* zugeteilt. Vielleicht handelt es sich hier um *Miogypsinoides* cf. *complanata* SCHLUMBERGER, *Miogypsinoides* cf. *dehaarti* VAN DER VLERK, *Miogypsina* cf. *irregularis* MICHELOTTI.

Die Formen ohne Lateralkammer reichen in das Aquitanien und vielleicht in das untere Burdigalien herauf. *Miogypsina* hingegen erreicht ihre maximale Verbreitung im Burdigalien, und persistiert bis ins Helvetien hinein. Im Gebiete der Maiella und in SE-Sizilien treten die Formen gemeinsam mit *Nephrolepidina* und *Eulepidina* auf, was eigentlich für Aquitanien spricht, im Profil Orte treten sie noch im Burdigalien auf. RENZ (594) teilt ähnliche Formen der Abruzzen dem Burdigalien zu. Die Miogypsinenvorkommen der Torrettaserie weisen also auf Aquitanien, Burdigalien oder Helvetien hin, letzteres kommt aber aus Gründen der faziellen Korrelation wohl kaum in Betracht. Die Schlußentscheidung, ob Aquitanien oder Burdigalien oder, was uns am wahrscheinlichsten erscheint, beide Stufen vorliegen, wollen wir nicht treffen, bevor wir nicht mehr Anhaltspunkte besitzen.

Orbitoides sp. Vorkommen: Weitverbreitet in der grobkörnigen Brekzie.

Strat. Verbreitung: Maestrichtien.

Lepidocyclus sp. ist mit den Subgenera *Eulepidina* (*Eulepidina* cf. *dilatata* MICHELOTTI) und *Nephrolepidina* (*Nephrolepidina* cf. *marginata* MICHELOTTI, *Nephrolepidina* cf. *turnoueri* LEMOINE & DOUVILLE) vertreten.

Vorkommen: Nordteil der Region in der grobkörnigen Brekzie.

Es scheint so, als ob die *Lepidocyclus* im Mittelmeergebiet den Höhepunkt ihrer Entwicklung im Oligozän erreicht hätten, sie persistieren bis ins Burdigalien.

Discocyclus sp. Vorkommen: Als Fragment oder auch in vollständigen Exemplaren in fast allen grobkörnigen Kalkbrekzien. Auch sternförmige Exemplare wurden gefunden, wobei aus den Dünnschliffen nicht bestimmt hervorgeht, ob *Actinocyclus* oder *Asterocyclus* vorliegt. SACCO (625) gibt *Discocyclus* (*Actinocyclus*) *radians* d'ARCHIAC an.

Strat. Verbreitung: Eozän.

Nummulites sp. Vorkommen: Weitverbreitet. An zwei Stellen wurden grobkörnige Kalkbrekzien mit einer großen Anzahl Nummuliten gefunden: am Mte. Alto nördlich Gessopalena und am Colle Sta. Riparata bei Casoli. Die Vorkommen werden von PRINCIPI (575) schon erwähnt. Prof. W. LEUPOLD bestimmte für uns vom Mte. Alto:

Nummulites laevigatus, BRUGUIERE Mittleres-oberes Lutétien

Nummulites cf. *sismondai*, d'ARCHIAC Mittleres Lutétien

Von SACCO (625) zitieren wir mit den nötigen Vorbehalten folgende Bestimmungen der

Fauna des Colle d'Irco:

Nummulites globulus, LEYMERIE Untereozän

Nummulites spissa, DEFRANCE Eozän

Nummulites guettardi, d'ARCHIAC Eozän

Nummulites heeri, de la HARPE Untereozän-basales

Mitteleozän

Formen aller Eozänstufen sind also vorhanden. Der gleiche gemischte Charakter tritt uns übrigens auch in Faunenlisten von PRINCIPI (575) und BEHRMANN (34) entgegen, die aus oben erwähnten Gründen hier nicht berücksichtigt werden. Es fällt auf, daß keine oligozänen, kleinen Nummuliten gefunden wurden und daß auch in anderen Handstücken alle Nummulitenformen eozänen Charakter hatten.

Assilina sp. Vorkommen: Mäßig verbreitet.

Strat. Verbreitung: Unter- und Mitteleozän.

Operculina sp. Vorkommen: Mäßig verbreitet.

Strat. Verbreitung: Eozän-rezent.

SACCO (625) bestimmt vom Mte. dell'Irco:

Operculina terrigi TELLINI und

Operculina lybica SCHWAGER.

Gypsina globulus PARKER & JONES

Vorkommen: in fast allen grobkörnigen Brekzien.

Stratigraphisch nicht typisch.

Die Mannigfaltigkeit der Foraminiferen der Torrettaserie ist hiermit noch bei weitem nicht erschöpft, es konnten noch verschiedene inkrustierende Foraminiferen (*Rupertia* sp.), arenazische Formen (Textularien) und andere Kleinforaminiferen beobachtet werden. Neben diesen Foraminiferen enthalten die Brekzien der Torrettaserie

noch zahllose Trümmer von Lithothamnien, Dasycladaceen, Bryozoen, Korallen, Hydrazoen, Echinodermen und Mollusken, wobei einem die typische Struktur von Rudistenschalen und auch von Inoceramentrümmern manchmal entgegentritt.

Die Altersdiskussion wurde bei der lithogenetischen Erklärung der Kalkbrekzien (S. 53 ff.) teilweise vorweggenommen und wird bei der Behandlung der Miogypsinen (S. 151 ff.) eingehender behandelt werden. Wie gezeigt wurde (Taf. VIII), sind alle Fossilien aufgearbeitet. Einzelne Faunen, so die vom Rio Secco, vom Mte. dell'Irco und Montenerodomo enthalten als jüngste Formen nur eozäne Foraminiferen, die anderen eine Mischung kretazischer, eozäner, oligozäner, aquitaner und burdigaler Formen. Es ist unwahrscheinlich, daß hier mehrere, verschiedene stratigraphische Stufen vorliegen, da die Lithologie, der Verband mit Palombaromergeln und das regionale Auftreten immer identisch sind. Der Unterschied im Fossilbestand beruht, wie wir oben ausführten, darauf, daß das Ursprungsgebiet der Komponenten der Torrettaserie im Süden nur kretazische und eozäne Sedimente aufweist, im Norden dagegen außerdem noch nicht verfestigte Sedimente der gleichaltrigen aquitanen und eventuell burdigalen Stufen. Dies fällt auch im stratigraphischen Längsprofil der Maiella auf. Die Frage, ob Oligozän, Aquitanien, oder Burdigalien, oder alle Stufen in der Torrettaserie vorliegen, wurde nicht entschieden. Vorläufig nehmen wir an, alle Stufen seien in der Torrettaserie enthalten. Die Beziehungen zu den gleichaltrigen Sedimenten der Maiella, werden auf Seite 172 ff. noch näher erörtert.

3. Die obermiozänen und jüngeren Sedimente

Diese Sedimente transgredieren sowohl über das Gebiet der argille scagliose als auch über die Elemente der Maiella und des Morrone. Sie sind an allen Orten im gleichen Sinn entwickelt, so daß ihre Beschreibung später für das ganze Gebiet gemeinsam erfolgen soll. (S. 172). Bis jetzt haben wir auch die Gruppe der mittel-grob-körnigen Sandsteine (Roccasandsteine) nicht berücksichtigt. Sie wurde provisorisch als eigentliches mio-pliozänes Element behandelt. Die zahlreichen Molluskentrümmer dieses Gesteins lassen aber vermuten, es handle sich hier vielleicht doch um das, sonst fehlende Helvétien.

IV. Stratigraphie der Kalkmassive

A. Die Kreide

1. Einleitung und Bemerkungen zur Untersuchung und Darstellung der Kreidesedimente

Ablagerungen aus dieser Zeit bilden die tiefsten der aufgeschlossen stratigraphischen Einheiten unseres Gebietes. Das gesamte Massiv des Morrone ist weitgehend aus Kreidekalken aufgebaut, ebenso treten in allen tieferen Einschnitten und auf den Flanken der Montagna della Maiella gewaltige Mächtigkeiten dieser Kalke zu Tage. Die Aufschlüsse sind ziemlich deutlich und die geometrischen Zusammenhänge zwischen denselben lassen sich, wenn man von den häufigen Störungen durch Brüche absieht, relativ leicht herstellen und überblicken.

Zahlreiche stratigraphische Detailprofile durch die Kreideserie wurden aufgenommen und mikropaläontologisch bearbeitet, die wichtigsten und vollständigsten werden in nachstehenden Abschnitt *in extenso* mitgeteilt. Wenn wir auch in der Hoffnung, durchwegs reiche Mikrofaunen zu finden, enttäuscht wurden, so genügte immerhin der Inhalt einzelner Bänke an stratigraphisch charakteristischen Mikrofossilien jeweilen, um auf mikropaläontologischer Grundlage *grosso modo* festzustellen, welche stratigraphischen Stufen der Kreide in den Detailprofilen vertreten und wo deren Grenzen darin ungefähr gelegen sind. Die Makrofossilien, meist Rudisten und Hydrozoen, wurden nicht näher bestimmt, da ihr Erhaltungszustand recht prekär ist und da mit ihrer Hilfe die Stratigraphie wohl kaum über das auf mikropaläontologischer Basis erreichbare Maß hinaus würde verfeinert werden können. Außer den im Verbande kontinuierlicher stratigraphischer Detailprofile geschlagenen, sehr reichlichen Serien von Gesteinsproben, welche mikropaläontologisch ausgewertet, das Gerippe der stratigraphischen Einteilung ergaben, lieferten noch zahlreiche interessante Einzelproben, welche außerhalb der Profile gesammelt wurden, nach Mikrofossilinhalt und Lithologie wesentliche Beiträge zu der folgenden Darstellung der Kreidestratigraphie.

Obschon sich so ein ziemlich detailliertes und abgeklärtes Bild der stratigraphischen Altersfolge der Kreide in unserem Gebiete ergibt, so muß doch auf folgende Schwierigkeit speziell hingewiesen werden: Wenn wir auch in den sehr zahlreichen Detailprofilen die Lage der Stufengrenzen der Kreide nun, auf Grund nachträglicher Bearbeitung, anzugeben vermögen, so ist es dennoch nicht leicht, diese Resultate auf die Kartierung im Terrain zurückzuübertragen, da sich diese stratigraphischen Zeitgrenzen im Terrainaspekt der mächtigen Folgen von Kreidekalken durch lithologische Gliederung nur sehr unvollkommen oder gar nicht abzeichnen. Abgesehen davon, daß sich die unten darzustellenden stratigraphischen Resultate erst am Ende der Arbeiten ergaben, wo das ganze Gebiet nicht auf Grund dieser Erkenntnisse nochmals ganz reambuliert werden konnte, so bewirkt der Mangel an im Terrain durchwegs verfolgbaren, echten stratigraphischen Horizonten schon prinzipiell eine Schwierigkeit, die Kreidestratigraphie in die kartierende Darstellung zurückzuübertragen.

Zwar fehlt es an sich in den Kreidekalken, wie noch gezeigt werden soll, nicht an deutlichen lithologischen Differenzen. Doch bezeichnen solche meistens keine stratigraphischen Niveaus, sondern es handelt sich vielmehr um fazielle Differenzen, insbesondere hervorgerufen durch den Gegensatz zwischen Riffazies und scaglia-Fazies, welche sich weitgehend lateral vertreten können. Die vorhandenen und im Terrain erkennbaren und kartierbaren lithologischen Komplexe sind Lithofazieskomplexe, deren Grenzen meist ausgesprochen quer durch die Altersstufengrenzen der stratigraphischen Einteilung hindurchgehen. Leider waren wir uns während der eigentlichen Terrainuntersuchungen noch nicht genügend darüber im Klaren, daß es zum mindesten ein faziell-lithologisches und paläogeographisches Interesse gehabt hätte, wenigstens die Abgrenzungen dieser Lithofaziestypen der Kreide im Terrain, so weit möglich, zu kartieren, auch wenn es bereits deutlich war, daß diese kartierbaren lithologischen Einheiten keineswegs mit der stratigraphischen Stufenscala in einfachen Zusammenhang zu bringen waren.

Schließlich wäre es am Abschluß der vorliegenden Arbeit auch denkbar gewesen, die in den stratigraphischen Detailprofilen nun bekannten Lagen der stratigraphischen Stufengrenzen in die Karte zu übertragen, in derselben durch konstruierte Intersektionslinien zu verbinden und auf diese Weise zu einer konstruierten geologischen Karte der

Verbreitung der stratigraphischen Kreide-Etagen in Maiella und Morrone zu gelangen. Doch erscheint eine solche reine Konstruktion ohne erneute Ueberprüfung im Terrain, vor allem angesichts der zahlreichen Verwerfungen, welche den Verlauf der Schichtgrenzen in einem sehr wesentlichen, doch nicht immer genügend eruierbaren Masse verstellen, von wenig Wert und es wurde darauf verzichtet. Aus diesen Gründen wurde somit der ganze Kreidekomplex trotz der detaillierten stratigraphischen Einteilung, die sich als Resultat meiner Studien ergibt, in den graphischen Beilagen, sowohl in der Kartenskizze, wie in den Uebersichtsprofilen, zusammengefaßt und in sich nicht weiter unterteilt dargestellt.

2. Stratigraphische Detailprofile

a. Profil (1) Monte della Grotta:

Vom Monte della Grotta gegen die Officina Elettrica in der Schlucht von Popoli herabsteigend, erkennt man von oben nach unten:

Helvétien:

10 m Heterosteginenkalk (siehe Seite 167)

Diskordanz

Maestrichtien:

110 m Weißer, fein-kleinkörniger und mittel-grobkörniger, gut gebankter, etwas kreidiger Rudistentrümmerkalk mit *Orbitoides cf. media* d'ARCHIAC, Rudisten- und Inoceramentrümern (966)*. Gegen oben zu werden die Kalke grobkörniger.

Campanien-Coniacien:

65 m Weißer-gelblicher, kristalliner, fein-kleinkörniger, harter, marmorähnlicher Trümmerkalk.

75 m Weißer-gelblicher, mittel-grobkörniger, kreidiger, gut gebankter Rudistentrümmerkalk mit einzelnen Lagen der darüberliegenden, marmorähnlichen Kalke und wenigen, vor allem an der Basis eingeschalteten scaglia-Kalkbänkchen.

Turonien:

24 m Weißer-gelblicher, dünnbankiger scaglia-Kalk ohne Kiesel.

16 m Weißer-gelblicher, dünnbankiger scaglia-Kalk mit dunkelrotem Kiesel nur mit *Globotruncana* (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (Gtr.) *renzi* THALMANN-GANDOLFI
Globigerina sp. und *Gümbelina* sp. (949).

64 m Weißer-gelblicher, dünnbankiger scaglia-Kalk mit dunkelroten Kieselknollen und *Globotruncana* (Rot.) *appenninica* O. RENZ
Globotruncana (Gtr.) *stephani* GANDOLFI
Globigerina sp., *Gümbelina* sp. (948/943).

Cénomaniën:

85 m Gelblicher-weißer, klein-grobkörniger, bald kreidiger, bald dichter Rudistentrümmerkalk, im obersten Teil mit Kieselknollen, weiterhin mit

Globotruncana (Rot.) *appenninica* O. RENZ

Orbitolina sp., *Globigerina* sp.

Milioliden (*Triloculina* sp.)

und Trümmern von Korallen, Hydrozoen und Rudisten (941).

Untere Kreide:

100 m Rosa-weißlicher scaglia-Kalk mit rosa oder roten Kieselagen und -Knollen.
mehr als

70 m Dichte-kleinkörnige, harte gelbliche Kalke mit Trümmern von Echinodermen und Hydrozoen.

b. Profil (2) Roccacasale:

Nordwestlich vom Dorfe Roccacasale können wir am Aufstieg gegen den Monte della Rocca unter Berücksichtigung zahlreicher lokaler Störungen (Brüche und Rutschungen) ungefähr folgendes Sammelprofil rekonstruieren. Von oben nach unten:

Untere Kreide:

50 m Weißlicher, klein-mittelkörniger, poröser oft pseudo-oolithischer Kalk mit einzelnen Kieselknollen und Trümmer von Echinodermen, Hydrozoen und Dasycladaceen.

* In Klammern die Nummer der Handstücke (vergl. Taf. I).

- 80 m Kaffeebrauner Echinodermenkalk und pseudo-oolithischer, manchmal oolithischer, mittelkörniger Kalk mit Milioliden und Trümmern von Crinoiden.
- 60 m Gelbliche-bräunliche, dichte Kalke mit kalzitischen Spaltrissen und wenigen, schwer bestimmbar, stratigraphisch wahrscheinlich atypischen Foraminiferen.
- 135 m Bräunlicher-gelblicher, dichter, dolomitischer Kalk.
- 250 m Wechsellagerung von bräunlichen, dunklen Dolomiten und dolomitischen Kalken mit eingeschalteten, pisolithischen Dolomiten.

c. Profil (4) Morrone di Pacentro:

Das Profil wurde vom Vellatal gegen den Morrone di Pacentro hinauf aufgenommen. Es setzt sich aus zwei Teilprofilen zusammen: Ein unteres im mittleren Abschnitt des Colle Grotta Rubini aufgenommen und ein oberes am östlichen Sporn des eigentlichen Morrone di Pacentro. Wir unterscheiden von oben nach unten:

Obere Kreide (Turonien) (?):

- 130 m Dichter, gelblicher, manchmal bräunlicher Kalk.

Cénomani (?):

- 60 m Wechsellagerung von dichtem, gelblichem Kalk mit dolomitischem Kalk.

Profilunterbruch:

- 90 m Wechsellagerung von dolomitischem Kalk mit gelblichem, dichtem Kalk und pseudo-oolithischem Kalk mit Korallen und Hydrozoen.
- 140 m Dichter, gelblicher-bräunlicher, manchmal oolithischer Kalk mit spärlichen Foraminiferen (meist Milioliden).
- 2 m Dolomitbank und dolomitischer Kalk.
- 40 m Gelblicher-bräunlicher, dichter, manchmal oolithischer Kalk.
- 16 m Dichter, gelblicher Kalk, dolomitischer Kalk und Dolomit miteinander wechsellagernd.
- 22 m Dichter gelblicher-bräunlicher Kalk, hier und da etwas dolomitisch.
- 55 m Wechsellagerung von dolomitischem Kalk mit gelblichem, dichtem Kalk und pseudo-oolithischem Kalk.
- 40 m Dichter, gelblicher-bräunlicher Kalk, manchmal oolithisch oder pseudo-oolithisch. Spärliche Textularien.

d. Profil (5) Colle Ardinghi:

An der Südfanke des Colle Ardinghi erkennen wir von oben nach unten folgende Gruppen:

Obere Kreide:

- 240 m Dichter, gelblicher-bräunlicher Kalk, hier und da mit zahlreichen Echinodermen-trümmern.

- 1 m Schmales Band mit terra rossa, wahrscheinlich einen Bauxithorizont andeutend.

Untere Kreide:

- 185 m Dichter gelblich-weißlicher Kalk.
- 140 m Wechsellagerung von dichten, teils gelblich-weißen, teils bräunlichen Kalken mit bräunlichen, dolomitischen Kalken.

e. Profil (6) Monte Porrara:

Im nördlichen Teil der Westflanke des Monte Porrara wurden verschiedene Profile aufgenommen, die zu folgendem Gesamtprofil zusammengestellt worden sind:

Maestrichtien (?):

- 100 m Dichter, gelblich-weißer Kalk.

Turonien-Campanien (?):

- 70 m Dichter-feinkörniger, weißlicher Rudistentrümmerkalk.
- 30 m Mittel-grobkörniger, weißlicher, poröser Rudistentrümmerkalk.
- 60 m Klein-mittelkörniger, schmutzig weißer-bräunlicher Rudistentrümmerkalk mit zahlreichen Milioliden.

Cénomani:

- 130 m Dichter, gelblicher, bräunlicher oder kaffeebrauner, manchmal oolithischer, selten fleckig ausgebildeter Kalk mit wenigen Lagen dolomitischer Kalke mit Milioliden. *Pyrgo* sp., *Sigmoilina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nummuloculina* sp., *Choffatella* sp. (?), Textularien, anderen Kleinforminiferen und Ostracoden (76, 77, 90).

- 1 m Schmales Band mit terra rossa-Bildungen und einem gelblichen-ockerfarbenen Gestein. Fraglicher Bauxithorizont.

Untere Kreide:

- 160 m Dichter, gelblicher-bräunlicher Kalk, stellenweise Miliolidenkalke.

- 35 m Wechsellagerung von gelblichen-bräunlichen Kalken mit dolomitischen Kalken mit Milioliden und anderen Kleinforaminiferen.
- 1 m Schmales Band mit terra rossa-Bildungen, evtl. einen Bauxithorizont andeutend.
- 225 m Wechsellagerung von dichten, gelblichen oder bräunlichen Kalken mit dolomitischen Kalken und Dolomiten. Stellenweise treten Miliolidenkalke auf.

f. Profil (7) Serra San Nicola und Oberes Valle Lettopalena:

An der Basis dieser hauptsächlich coezäne Gesteine umfassenden Profile wurden überall mehr als 120 m mächtige weiße bis gelblich-weiße, feinkörnige, kristalline, marmorähnliche Kalke gefunden. Sie waren meistens fossilifer und zeigten eine große Ähnlichkeit mit den marmorähnlichen Kalken des nördlichen Morrone. (Maestrichtien).

g. Profil (8) Serra Carracino:

Im Aufstieg von Campo di Giove zum Guado dei Cocci überquert man einen riesigen Schuttkegel, an dessen oberem Ende ein steiles Tälchen beginnt, das beinahe bis zur Serra Carracino hinaufreicht. In diesem Tälchen wurde das im Folgenden beschriebene Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

Obere Kreide (Turonien) (?):

- 90 m Dichte gelbliche-bräunliche Kalke, manchmal pseudo-oolithisch, manchmal mit schlieriger Struktur mit zahlreichen Milioliden, hier und da mit Gasteropodenquerschnitten.

Cénomanien (?):

- 1 m Dunkler, rötlich-brauner Kalk.
- 52 m Dichte, gelbliche Kalke, bräunliche Kalke, im obersten Teil dolomitische Lagen.
- 1 m Kleinkörnige Kalkbrekzie mit wenigen kleinen, dunklen Kalkkomponenten in einer braunen, dichten Kalkgrundmasse mit zahlreichen Milioliden.
- 55 m Ockergelbe, graue-bräunliche, sehr feinkörnige, dolomitische Kalke mit zahlreichen dendritischen Bildungen, oft stark limonitisiert mit Milioliden (meist *Pyrgo* sp.) und andere Kleinforaminiferen.
- 2 m Grobkörnige, hellbraune Brekzien mit großen Komponenten des dichten, gelblichen Kalkes in einer hellbraunen Grundmasse, außerdem wenige dunkle-schwarze Komponenten.
- $\frac{1}{2}$ m Dunkelgraue, tonige Mergel.
- 1 m Braune, grobkörnige Kalkbrekzie mit zahlreichen dunklen, schwarzen, eckigen Komponenten.
- 10 m Dichte, braune, schlierige Kalke mit *Chara-Oogonien* und Gasteropodenquerschnitten. Grauer mergeliger Kalk mit zahlreichen, helleren oder dunkleren, großen Komponenten und mit *Chara-Oogonien*. (50/51).

Untere Kreide:

- 14 m Dichte gelbliche-bräunliche Kalke.

Profilunterbruch:

- 100 m Dichte, gelbliche Kalke und weißliche Kalke, manchmal mit Mollusken- und Gasteropodenquerschnitten und mit Milioliden. Die oberste Bank dieser Gruppe ist stark bituminös.
- 1 m Dichter, rötlicher Kalk, wie er sich an der Basis verschiedener Bauxitvorkommen befindet. Terra rossa-ähnliche tonige Bildungen.
- 220 m Dichte, gelbliche, bräunliche und weißliche, manchmal pseudo-oolithische Kalke, mit Milioliden.

h. Profil (12) Tavola Rotonda:

Der südliche Teil der Maiella wird Tavola Rotonda genannt. Der Weg von Campo di Giove auf den Monte Amaro führt an die Basis der höchsten Erhebungen der Tavola Rotonda (P. 2404). Von hier an bergaufwärts wurde ein Profil aufgenommen, das (in umgekehrter Reihenfolge, stratigraphisch geschrieben) von oben nach unten folgendes ergab:

Maestrichtien:

ca. 50 m Rudistentrümmerkalke.

- 95 m Weißer, kleinkörniger, marmorartiger, harter Kalk, in der Mitte dieser Gruppe befinden sich einige Meter eines kleinkörnigen, kreidigen Rudistentrümmerkalkes mit *Orbitoides media* d'ARCHIAC *Simplorbites* sp. und Korallentrümmern (63).
- 50 m Klein-mittelkörnige, gelbliche-weißliche Rudistentrümmerkalke mit schmalen Bänken eines kleinkörnigen, marmorartigen Kalkes wechsellagernd.

Campanien-Turonien:

- 180 m Fein-kleinkörnige, mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalke.
- 25 m Dichter, brauner Kalk mit Milioliden.
- 20 m Grobkörnige, weißliche Rudisten-Gasteropodentrümmerkalke mit Nerineen.

Mittlere Kreide:

- 180 m Dichte, braune und gelbliche Kalke, manchmal mit schlieriger Struktur, manchmal pseudo-oolithisch und mit zahlreichen Milioliden.
- 5 m Mittelkörnige, bräunliche Rudistentrümmerbrekzie.
- 1 m Grobkörnige Kalkbrekzie mit Komponenten eines dunklen, oft schwarzen Kalkes.

Untere Kreide:

- 10 m Gelbe, dichte Kalke und dolomitische Kalke.

Profilunterbruch:

- 170 m Wechsellagerung von dichten, gelben-braunen Kalken mit Dolomiten und dolomitischen Kalken. Diese untersten Meter des Profils werden von zahlreichen Klüften verschnitten.

i. Profil (15) Fonte di Maiella:

Dieses Profil, das in der Ausbruchsnische des großen praeglazialen Bergsturzes von Ripe della Rocca, von den Quellen des Vella-Flusses aus gegen den Fondo di Femmina morta hinauf aufgenommen worden ist, enthält zur Hauptsache eozäne Gesteine, hingegen findet man an der Basis:

Maestrichtien:

- ca. 80 m Klein-mittel-grobkörnige, poröse, kreidige Rudistentrümmerkalke und etwa 8 m unter der Eozänbasis eine Schicht mit
Orbitoides cf. media d'ARCHIAC
Orbitoides sp.
Siderolites cf. calcitrapoides LAMARCK (88).

k. Profil (16) Valle di Selvalunga:

Im obersten Teil der Valle di Selvalunga abwärts vom P. 2578 der Montagna della Maiella aus wurden von oben nach unten folgende Schichten unterschieden:

Maestrichtien:

- 125 m Klein-mittelkörnige und grobkörnige, weißliche, poröse, kreidige Rudistentrümmerkalke mit *Orbitoides* sp. (30).
Diese Kalke wechsellagern mit kristallinen, marmorartigen Kalken.
- 180 m Klein-mittel-grobkörnige, weißliche, poröse, kreidige Rudistentrümmerkalke mit *Orbitoides* sp. (21).

Turonien-Campanien (?):

- 45 m Wechsellagerung von klein-mittelkörnigen Rudistentrümmerkalken, mit dichten, gelblichen und weißlichen Kalken, manchmal mit einem marzipanartigen Bruch, mit Kieselknollen und mit
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti cf. tricarinata* QUEREAU (15)
- 8 m Eine mächtige Bank einer grobkörnigen Rudistentrümmerbrekzie.
- 110 m Weißliche-gelbliche, klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalke.
- 35 m Gelbliche-braune, dichte Kalke mit Rudistentrümmern und Kieselknollen.
- 20 m Grobkörnige Rudistentrümmerbrekzie mit spärlichen Kieselknollen.

l. Profil (17) Monte Amaro:

Am westlichen Steilhang, unterhalb des Monte Amaro wurde ein Profil aufgenommen, das wegen seiner lithologischen Monotonie schwierig zu gliedern ist. Wir erkennen von oben nach unten:

Maestrichtien:

- 270 m Klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalke. Neben den Rudistentrümmern konnten solche von Gasteropoden, Inoceramen, anderen Mollusken, Korallen und Hydrozoen nachgewiesen werden. Die grobkörnige Varietät des Gesteins gibt zur Bildung von mächtigen Bänken Anlaß. Etwa 200 m unter der Kreide-Eozängrenze wurde an der Basis einer solchen mächtigen Bank ein einzelner Kieselhorizont festgestellt. Innerhalb dieser Gruppe wurden folgende Foraminiferen gefunden:
Orbitoides cf. media d'ARCHIAC

Orbitoides sp.

Simplorbites sp.

Monolepidorbis sp.

Siderolites cf. *calcitrapoides* LAMARCK

Trümmer von *Omphalocyclus macropora* LAMARCK

Rotalia sp.

In Trümmern *Globigerina* sp. und mit «*Orbulinaria*» verwandte Foraminiferen und *Globotruncana* (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT (40, 46, 69).

Campanien-Turonien:

260 m Klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk, die sich durch nichts von den oben beschriebenen Kalken unterscheiden. Sie sind hingegen fossilleer.

Cénomaniën:

110 m Klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk, die mit dichten gelblichen Kalken wechsellagern.

m. Profil (18) Iaccione:

Im Aufstieg von der Valle di Macchia Lunga, westlich Fara San Martino gegen die südlich davon gelegene R. Iaccione fanden wir in einem steilen Tälchen folgendes Profil. Stratigraphisch umschrieben folgt von oben nach unten:

Maestrichtien:

70 m Mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk mit spärlichen Milioliden, Korallen-, Echinodermen- und Hydrozoentrümmern.

160 m Weiße-gelbliche, fein-klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk wechsellagernd mit weißen, dichten, muschelartig brechenden scaglia-Kalken und Kiesellagen. Aus Rudistentrümmerkalken, die sowohl an der Basis als auch in der oberen Hälfte dieser Gruppe auftreten, stammt die folgende fossile Mikrofauna:

Orbitoides media d'ARCHIAC

Orbitoides cf. *tissoti* SCHLUMBERGER

Monolepidorbis sp.

Siderolites cf. *calcitrapoides* LAMARCK (1950 / 2040 / 2070).

Indessen traten in scaglia-Kalken, die ungefähr in der Mitte der Formation eingeschaltet sind, folgende Foraminiferen auf:

Globotruncana (Gtr.) cf. *stuarti* de LAPPARENT

Globotruncana (Gtr.) *leupoldi* BOLLI

Globotruncana (Gtr.) *lapparenti* cf. *tricarinata* QUEREAU (1980 / 2060)

Campanien-Coniacien-Turonien:

80 m Hellgelblicher, feinkörniger, dichter Kalk mit spärlichen Rudisten und Inoceramentrümmern und Milioliden. In einem Kalk der obersten Meter der Gruppe fand man:

Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN

Globotruncana (Gtr.) *lapparenti coronata* BOLLI (1920)

Inoceramentrümmer und Ostracoden.

70 m Klein-mittel-grobkörniger Rudistentrümmerkalk, wechsellagernd mit dichten, gelblichen Kalken mit Trümmern von Korallen und Hydrozoen, mit Milioliden und anderen nicht näher bestimmten Kleinforaminiferen.

10 m Dichte, gelbliche-bräunliche, manchmal pseudo-oolithische Kalke mit Milioliden.

8 m Weiße, kreibige Bank eines riesen-grobkörnigen Rudistentrümmerkalkes.

15 m Dichter-feinkörniger, manchmal poröser, kreibiger oft pseudo-oolithischer Kalk.

5 m Weißer, kreibiger, sehr grobkörniger Rudistentrümmerkalk.

40 m Bräunlicher-gelblicher, feinkörniger-dichter Kalk mit Trümmern von Rudisten und Korallen und mit zahlreichen Milioliden.

8 m Gelblicher, grobkörniger Rudistentrümmerkalk.

40 m Dichte, gelbliche, manchmal bräunliche Kalke.

Mittlere Kreide: (Cénomaniën):

45 m Dichte, gelbliche-bräunliche, manchmal oolithische oder pseudo-oolithische Kalke mit Milioliden und

Ovalveolina cf. *ovum* REICHEL (1620).

2 m Grauer-blaugrauer, gesprenkelter, dolomitischer Kalk mit lokalen Erzanreicherungen. Kleinkörnige Brekzien mit dunklen Komponenten, Rudistentrümmern und Milioliden.

- 30 m Gelblich-weißer, feinkörniger-mittelkörniger Rudisten-Gasteropodentrümmerkalk mit Milioliden, Textularien und anderen Kleinforaminiferen. Stellenweise sehr bituminös.
- 24 m Dichter, gelblicher-bräunlicher Kalk, manchmal oolithisch oder pseudo-oolithisch ausgebildet mit Milioliden.
- 20 m Mittel-grobkörniger Rudistentrümmerkalk mit
Ovalveolina cf. ovum REICHEL
- Milioliden (*Quinqueloculina* sp., *Sigmoilina* sp., *Pyrgo* sp., *Nummuloculina* sp.) (1510).
- 50 m Dichter, gelblicher-gelblichbrauner Kalk.

n. Profil (19) Macerone:

An der Basis dieses hauptsächlich eozäne Gesteine umfassenden Profils (vergl. S. 108) erkennt man:

Maestrichtien:

- 40 m Weiße, feinkörnige, manchmal allerdings auch grobbrekziöse, kristalline, marmorähnliche Kalke.

o. Profil (21) Pianogrande:

Vom Pianogrande, ca. 6 km östlich von Caramanico gegen das Vallone des F. Orfento hinabsteigend, beobachtet man von oben nach unten folgende, lithologischen Gruppen:

Maestrichtien:

- 140 m Mächtige, massive Felswände bildende, klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk mit spärlichen grobkörnigen Horizonten.
- 20 m Feinkörnige, besser geschichtete Rudistentrümmerkalk mit Kieselknollen.
- 180 m Klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk.

Campanien-Santonien:

- 130 m Weiße scaglia-Kalke ohne Kieselknollen mit klein-mittelkörnigen, kreidigen Rudistentrümmerkalken wechsellagernd, mit
Globotruncana (Gtr.) cf. *stuarti* de LAPPARENT
Globotruncana (Gtr.) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti coronata* BOLLI (49, 40)

Turonien-Campanien (?):

- 24 m Weiße scaglia-Kalke mit Kieselknollen und
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN (59)
- 50 m Weiße klein-mittelkörnige, kreidige Rudistentrümmerkalk mit Kieselknollen.
- 110 m Weiße scaglia-Kalke mit Kieselagen und einzelnen Lagen eines dichten, gelben Kalkes mit Milioliden. In den scaglia-Kalken findet man
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN

p. Profil (24b) Pennapedimonte:

Im Vallone delle tre Grotte, ca. 1 km westlich von Pennapedimonte nahmen wir längs der Wasserleitung, die von hier nach Pennapedimonte führt, ein Profil auf. Da die Mächtigkeit nicht genau rekonstruiert werden konnte, ist es auf der Tabelle I nicht eingezeichnet. Es handelt sich um:

Maestrichtien ev. Campanien:

- ca. 400 m Dichte, weiße, scaglia-Kalke mit Kieselagen und mit eingeschalteten, klein-mittel-grobkörnigen Rudistentrümmerkalken. Schon an der Basis bis zum obersten Teil des Profils findet man
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti cf. tricarinata* QUEREAU
Globotruncana (Gtr.) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT
Globigerina sp. und *Gümbelina* sp.

q. Profil (22) Santo Spirito:

Von der Basis des Colle Lungo im oberen Vallone di Santo Spirito gegen den Colle Remacinelli hinansteigend, kann man im Profil folgendes feststellen:

Maestrichtien:

- 220 m Klein-mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalk mit einzelnen, kieseligen Lagen.

r. Profil (24) Madonna della Mazza:

3 km südwestlich Pretoro, an der Straßenkurve bei Madonna della Mazza gegen das Tal des F. Foro hinabsteigend, erkennt man von oben nach unten:

Maestrichtien:

- 210 m Klein-mittelkörniger, kreidiger, sehr oft poröser, manchmal bituminöser Rudisten-Hydrozoentrümmerkalk. Etwa 65 m unter der Obergrenze der Kreide fanden wir in einer Einschaltung eines kreidigen, scaglia-ähnlichen Kalkes
Globotruncana (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT (103)

Campanien-Coniacien:

- 24 m Plattiger, weißer, dichter-feinkörniger scaglia-Kalk mit hellroten Kieselknollen und mit
Globotruncana (Gtr.) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti tricarinata* QUEREAU
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti coronata* BOLLI
kleine *Globigerina* sp. und *Gümbelina* sp. (124).
- 85 m Fein-kleinkörnige, manchmal dichte, manchmal poröse Trümmerkalke mit eingeschalteten, meist etwas kreidigen scaglia-Kalken. An der Basis der Gruppe enthalten diese
Globotruncana (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti cf. tricarinata* QUEREAU
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti coronata* BOLLI
Kleine *Globigerina* sp. und *Gümbelina* sp. (125)

Turonien:

- 124 m Weiße, dichte-feinkörnige scaglia-Kalke mit dunkelbraunen und roten Kieselagen mit
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti coronata* BOLLI (127)
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti tricarinata* QUEREAU

Cénomaniën:

- 12 m Grobkörnige, weißliche Rudistentrümmerkalke mit weißen feinkörnigen Trümmerkalcken, wechsellagernd mit
Orbitolina sp.

s. Profil (27) Le Piane:

Von der Regione Le Piane südlich von Pretoro ins Forotal hinuntersteigend findet man von oben nach unten:

- 44 m Weißer, fein-klein-mittelkörniger, kreidiger, poröser Rudistentrümmerkalk
- 8 m Weißer, dichter-feinkörniger scaglia-Kalk mit Kiesel, mit
Globotruncana (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT
Globotruncana (Gtr.) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti tricarinata* QUEREAU
Siderolites sp. (157)
- 70 m Weiße, kreidige, poröse, mittel-grobkörnige Rudistentrümmerkalke, wechsellagernd mit dichten, scaglia-ähnlichen Kalken mit roten, manchmal auch schwarzen Kieselhorizonten. Im obersten Meter dieser Gruppe wurde ein grobkörniger detritischer Kalk mit: Trümmern von scaglia-Kalken festgestellt und mit
Globotruncana sp.,
Globigerina sp.,
Gümbelina sp. und mit «*Orbulinaria*» verwandten Foraminiferen; Trümmer von oolithischen Kalken; Rudisten- und Inoceramentrümmer;
Orbitoides cf. media d'ARCHIAC;
Trümmer von *Omphalocyclus macropora* LAMARCK (145).
- 55 m Dichte-feinkörnige, weiße scaglia-Kalke mit roten und schwarzen Kieselknollen und -lagen, im Talboden mit einzelnen tonigen Lagen wechsellagernd.
Es wurden folgende Mikrofossilien gefunden:
Globotruncana (Gtr.) *stuarti* de LAPPARENT
Globotruncana (Gtr.) *cf. leupoldi* BOLLI
Globotruncana (Gtr.) *lapparenti tricarinata* QUEREAU
Globigerina sp. und *Gümbelina* sp.

3. Mächtigkeit

Die Gesamtmächtigkeit der Kreide läßt sich für unser Gebiet nicht angeben, da die Untergrenze nicht festgestellt werden kann. Aus den stratigraphischen Profilen ergeben sich für die verschiedenen Stufen ungefähr folgende Werte.

Maestrichtien	110—340 m
Campanien — Turonien	150—380 m
Cénomanien	90—120 m
Aufgeschlossene Untere Kreide	ca. 500 m

Die Verteilung der Mächtigkeiten geht aus den Tafeln I und VI hervor.

Diese Zahlen geben nur einen allgemeinen Eindruck der Größenordnung der Mächtigkeiten, welche auf die verschiedenen Kreidestufen fallen; wegen der Abwesenheit bestimmender Mikrofossilien in Schichtstößen von einigen Zehnern von Metern Mächtigkeit läßt sich die Lage der Stufengrenzen in manchen Profilen auch nur angenähert eingabeln.

Immerhin scheint es uns so, als ob die gesamten, in Maiella und Morrone aufgeschlossenen Schichten von Kreidealter nirgends mächtiger als etwa 1700 m seien. In den Profilen auf Tafel V findet man nun allerdings an manchen Stellen eine noch größere Mächtigkeit mit der Kalksignatur der Kreide versehen. Um den vermutlichen tektonischen Baustil besser hervortreten zu lassen, wurden die Profile mancherorts mit dieser Kreidekalk-Signatur nach der Tiefe hin in Bereiche ergänzt, wo aller Wahrscheinlichkeit nach die Kreide bereits durch die tiefere mesozoische Unterlage abgelöst sein dürfte. Nach Analogie mit den Verhältnissen in den Abruzzen ist anzunehmen, daß diese Unterlage nach der Tiefe zu in großer Mächtigkeit in Kalkfazies entwickelt ist, und daß somit der tektonische Baustil in der Unterlage der, allein sichtbaren, Kreide in den Domen der Maiella und des Morrone noch bis in bedeutende Tiefe gleich bleiben wird. Darum schien es uns erlaubt, die Profile noch etwas über den sichtbaren Bereich hinaus in der Kalksignatur der Kreide zu ergänzen, wobei es sich zugegebenermaßen möglicherweise schon um ältere Horizonte handelt. Der an einigen Punkten in den Abruzzen festgestellten kimmerischen Diskordanz an der Basis der Kreide wäre dabei allerdings nicht Rechnung getragen worden.

4. Lithologie und Lithogenese

Einteilung:

Die Sedimente der Oberkreide sind als Glieder eines Riffkomplexes im Sinne der Ausführungen im Abschnitt I F, 5 und vor allem von Lit. 370, 371, 420, 437, 792—797 aufzufassen. Wir ordnen sie den verschiedenen Ablagerungsbezirken eines Riffkomplexes in der folgenden Weise zu:

- a. Riffgesteine im engeren Sinn.
 - (1) Rudisten-, Hydrozoen-, Korallenkalke.
- b. Gesteine der Vorriffzone oder Riff-Außenzone.
 - (1) Grobkörnige Rudistentrümmerkalke.
 - (2) Grobkörnige Rudistentrümmerkonglomerate.
 - (3) Mittel-feinkörnige Rudistentrümmerkalke.
 - (4) Feinkörnige-dichte Trümmerkalke.

- (5) Scaglia-Kalke.
- (6) Tonige Zwischenlagen.
- (7) Dichte, weiße, kristalline, marmorähnliche Kalke.
- (8) Kieselknollen, -lagen und Verkieselungserscheinungen.

c. Gesteine der Hinter-Riff-Zone.

- (1) Grob-mittelkörnige Rudistentrümmerbrekzien.
- (2) Grob-kleinkörnige Brekzien unerklärbarer Herkunft.
- (3) Dichte gelbliche, weißliche, braune-milchkafeeefarbene Kalke.
- (4) Gasteropodenkalke.
- (5) Schlierenkalke.
- (6) Gruppe der oolithischen Kalke.
- (7) Echinodermenkalke.
- (8) Dolomitische Kalke und Dolomite.

d. Kontinentale, eventuell pseudokontinentale Gesteine.

- (1) Komplex der Charakalke.
- (2) Bauxite und verwandte Bildungen.

a. Riff-Gesteine im engeren Sinn.

(1) Rudisten-, Hydrozoen-, Korallenkalke.

Sie treten in ein bis mehrere Meter mächtigen Bänken auf, die lateral unvermittelt in eigentliche Trümmerkalke übergehen. Diese lokal vorkommenden Kalke wurden daher auch auf den stratigraphischen Profilen nicht näher ausgeschieden. Man findet sie häufig in allen tief eingeschnittenen Tälern der Maiella (Orfentotal, La Valle, Valle Serviera, Valle di Macchia lungha), am W-Abhang der Maiella, in der Umgebung von Campo di Giove, wo sie vor allem auf den Wegen nach Cansano anstehen und am Morrone (Colle delle Vacche).

Große Rudisten, Gasteropoden (Nerineen usw.), Hydrozoen und Korallenkolonien sind in diesen Gesteinen oft recht schön erhalten, sie sind in eine feinkörnige, dichte, manchmal kreidige, poröse Kalkgrundmasse eingebettet. Die Beschaffenheit der Fossilien bringt es mit sich, daß das Gestein manchmal regelrecht durchlöchert erscheint. Die Art des Auftretens dieser Riffgesteine kann am besten mit dem neuerdings eingeführten Begriff «Biostrom» umschrieben werden, was sagen will, daß die koloniebildenden Organismen sich schichtweise abgelagert haben, ohne daß es zur Bildung eigentlicher, stratigraphisch durchgreifender Riffstöcke (Bioherm) gekommen wäre. Zur Bildung eines solchen bedarf es bestimmter, zu der Wachstumsgeschwindigkeit der riffbildenden Organismen in einem Verhältnis stehender Senkungsbeträge. Ist ein solches, zu langandauerndem Riffwachstum nötiges Zusammenspiel nicht vorhanden, so wachsen die koloniebildenden Organismen jeweils nur so lange, als die, bei denselben sehr eng umschriebenen, oekologischen Bedingungen dies zulassen. Es kommt dann nur zur Bildung einer einzelnen Schicht von Riffcharakter, deren weiteres Anwachsen z. B. schon durch einfache bathymetrische Gegebenheiten, bei ungenügendem Senkungsbetrag durch das Wachstum der Rifforganismen selbst, bei zu starker Senkung durch ein «Ertränken» des Riffes verhindert wird. Wird so der Existenzbereich der riffbildenden Organismen über- oder unterschritten, so kommt es, nach Ablagerung einer Riffschicht = Biostrom zu einer plötzlichen Aenderung im Faziescharakter in der direkt überlagernden Schicht. Die Existenzbedingungen für Rudisten waren wahrscheinlich nicht wesentlich von denen heutiger riffbildender Korallen verschieden. Geringe Mee-

restiefe (normalerweise nicht mehr als 60 m), ein relativ geringer Temperaturintervall (25°—30°), genügende Sauerstoffzufuhr und normale Salinität waren für ihre Entfaltung nötig. Die Tatsache, daß man im Untersuchungsgebiet keine eigentlichen, lateral weit ausgedehnten Riffe antrifft, findet ihre Erklärung darin, daß derartige Riffe, falls sie je vorhanden waren, schon kurz nach ihrer Bildung durch Wellentätigkeit kontinuierlich zerstört worden waren.

b. Gesteine der Vorriffzone oder Riff-Außenzone.

Nördlich der Linie Popoli—Monte Amaro—Fara S. Martino, die den Nordrand des ursprünglichen Riffs darstellt, bilden Vor-Riffgesteine den Hauptanteil der Kreidesedimente. Eine südliche Einbuchtung dieser Linie stellt die Depression von Caramanico dar, wo bei San Germano und bei Campo di Giove ebenfalls noch eigentliche Vor-Riffgesteine auftreten. Im Folgenden beschreiben wir die Gesteinstypen entsprechend der zunehmenden Entfernung vom ursprünglichen Riff, von den grobkörnigen klastischen Kalken ausgehend bis zu den feinkörnigsten Varietäten.

(1) Grobkörnige Rudistentrümmerkalke:

Ihr Auftreten ist mit dem vorgehend beschriebenen Gesteinstypus eng verbunden, in den sie lithologisch übergehen und dessen eigentliches Aufarbeitungsprodukt sie darstellen. Meistens bilden sie mächtige Bänke, die gegen Norden in solche mit feinkörnigeren Gesteinstypen übergehen.

Grobe Trümmer von Rudisten, Hydrozoen, Korallen und anderen Organismen sind vermengt mit Trümmern von weißen, kreidigen und dichten, etwas gelblichen Kalken. Das Ganze ist durch ein mittel-feinkörniges Bindemittel zusammengekittet, das manchmal vollkommen zurücktritt, oft aber auch so stark überwiegen kann, daß die groben Trümmer nur als «Einsprenglinge» in der Grundmasse schwimmen. Diese Gesteine, wie auch die weiter unten erwähnten feinkörnigeren Typen, sind oft lokal verkieselt, und nicht selten sieht man eigentliche Quarzdrusen und Quarzklüfte (siehe S. 74 ff.).

Aus ihrer Stellung und aus der Verwandtschaft mit den oben beschriebenen Riffkalken und mit den feinkörnigeren Varietäten geht hervor, daß es sich hier um das Abtragungsprodukt eines durch die Wellenbrandung zum größten Teil zerstörten Riffs handelt, dessen ursprünglichen Bestand man aus den Komponenten dieses Gesteins erkennt. Ein Charakteristikum dieses Gesteins ist die verhältnismäßig kleine Menge erkennbarer Komponenten aus der Hinterriff-Zone; es zeigt sich also eine recht deutliche Trennung beider Zonen durch das eigentliche Rudistennriff, die selten durchbrochen werden konnte.

(2) Grobkörnige Rudistentrümmer-Konglomerate:

An wenigen Stellen, z. B. am Ausgang der Macchia Lunga bei Fara S. Martino (oberhalb der Quellen des F. Verde) und im oberen Orfentotal, erkennt man Konglomerate, die die gleichen Komponenten des oben erwähnten Gesteinstypus aufweisen. Nur sind diese hier weitgehend gerundet und weisen deshalb deutlich auf eine längere Bewegung in der Brandungszone oder gar auf einen länger angedauert habenden und anders gearteten Wassertransport hin. An einigen Stellen im Orfentotal bilden sie die Basis einer nach oben allmählich feinkörniger werdenden Sedimentationsfolge und zeigen somit Charakterzüge eines transgredierenden Konglomerates.

(3) Mittel-feinkörnige Rudistentrümmerkalke.

Diese formen meistens mächtige Wände in den tief eingeschnittenen Tälern der nördlichen Maiella. Lithologisch besteht kein bedeutender Unterschied zwischen diesen

und den grobkörnigen Trümmerkalken. Bei den feinkörnigeren Varietäten kann der Ursprung der Trümmer von Rudisten, Hydrozoen und Korallen ohne eingehendere Kenntnis der Schalenstruktur dieser Organismen nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Nur einzelne einsprenglingsartige Trümmer verraten noch die Natur der ursprünglichen Organismen. Typisch für die mittelkörnige und teilweise auch für die grobkörnige Varietät ist das Auftreten zahlreicher Großforaminiferen wie *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites* sp. und andere.

Diese Sedimente wurden bereits außerhalb des Bereichs der eigentlichen Brandungszone gebildet und wurden deshalb nur indirekt von dieser oder vielleicht von Gezeitenströmungen beeinflusst. Die Komponenten sind in der Brandungszone entstanden, sie wurden nachträglich durch das Rückfließen des Meerwassers mehr seewärts befördert, wo sie sich, die gröberen Fraktionen in Riffnähe, die feineren mehr seewärts ablagerten. Kantige Komponenten kamen für eine weitere Verfrachtung durch Bodenströmungen kaum in Betracht. Chemische Ausfällung von CaCO_3 tritt hier nur in sehr beschränkter Masse oder gar nicht auf. Es handelt sich somit um rein klastische Kalke.

(4) Feinkörnige-dichte Trümmerkalk.

Sie bilden das letzte Glied in der Reihe eindeutig klastischer Kalke und unterscheiden sich von den obengenannten Typen nur durch kleinere Korngröße und durch die deshalb nicht mehr erkennbare Natur ihrer, ursprünglich organisch gebildeter Komponenten. Gleichzeitig mit der Abnahme der Korngröße erscheinen die ersten pelagischen Foraminiferen, nämlich Globotruncanen, Globigerinen und Gümbelinen. Diese Kalke wurden ebenfalls in der oben beschriebenen Weise gebildet, nur lag ihr Ablagerungsraum noch weiter vom Riff entfernt und am Grund noch tieferer Gewässer.

(5) Scaglia-Kalke.

aa. Definition des Begriffes «scaglia»:

Der Begriff «scaglia» wird in der geologischen Literatur der Südalpen und der Apenninen (namentlich in Umbrien) vielfach angewendet. Ein Vergleich verschiedener Vorkommen und ihrer Gesteine führte uns zu folgender Definition: Mit «scaglia» bezeichnet man eine Gesteinsfolge die lithologische Typen von plattig ausgebildeten Kalken, mergeligen Kalken, kalkigen Mergeln oder Mergeln enthält. Typische Merkmale sind: der muschelige Bruch, der in allen lithologischen Ausbildungen auftritt, die Anwesenheit stratigraphisch sehr oft leitender Kieselhorizonte und einer typisch pelagisch-planktonischen Foraminiferenfauna. Dem Alter nach handelt es sich um Gesteinsserien, die von der mittleren Kreide bis ins Oligozän hinein reichen können, wobei das Alter jeweils aus der Anwesenheit der entsprechenden planktonischen Foraminiferengenera *Globotruncana*, *Globorotalia*, *Globigerina*, *Gümbelina* usw. bestimmt werden kann. Scaglia ist somit eine Faziesbezeichnung, deren Anwendung aber auf das erwähnte stratigraphische Intervall beschränkt bleiben sollte. Eine gute Uebersicht über die verschiedenen stratigraphischen Interpretationen der zentralitalienischen scaglia gibt RENZ (594).

bb. Lithologie:

Die scaglia des Untersuchungsgebietes ist als schwach mergeliger Kalk mit muschelartigem Bruch ausgebildet, der Kieselhorizonte und charakteristische Foraminiferen enthält. Sie ist im nördlichen Teil der Maiella und des Morrone verbreitet, besonders eindrucklich tritt sie in der basalen Serie des Mte. della Grotta, in den Tälern des Orfento, von Santo Spirito und des Foro, zu Tage.

Die scaglia-Kalke bilden wenig mächtige, gut geschichtete, plattige Bänke, zwischen denen häufig bald knollig, bald lagig ausgebildete, kieselige Schichten auftreten. Selten erkennt man zwischen den einzelnen Schichten sehr schmale, meist rötlich gefärbte Tonlagen. Die scaglia-Kalke können seitlich und gegen oben zu in die feinkörnigen Trümmerkalken und darauf in die eigentlichen Rudistentrümmerkalken übergehen.

Man erkennt unter dem Mikroskop die sehr feinkörnige Struktur dieses makroskopisch dichten Kalkes. Die vorwiegend pelagischen Foraminiferen erscheinen meist als «Einsprenglinge» in der sehr feinkörnigen Grundmasse; ihr Schalenmaterial ist oft weggelöst und ihr ursprünglicher Hohlraum ist erfüllt von hyalinem, grobkörnig rekristallisiertem Kalzit. Neben anderen seltenen, nicht näher bestimmten Mineralien treten häufig Splitter von vulkanischem, braunem, manchmal grünlich gefärbtem Glas auf.

Aus dem geologischen Auftreten und dem mikroskopischen Befund gewinnt man den Eindruck, daß es sich tatsächlich um die feinste Schlämmsfraktion des Detritus des ehemaligen Rudisten-Hydrozoen-Korallen-Bioströms handelt, die durch das Rückfließen des Meereswassers und weiterhin durch submarine Strömungen aus der eigentlichen Brandungszone in die Zone der scaglia-Fazies transportiert wurde. Die hauptsächlich pelagischen Foraminiferen zeigen die Grenze zwischen dem offenen Meer und der vom Riff beeinflussten Zone an. Die scaglia-Kalke leiten ohne weiteres zu den mehr mergeligen Typen der scaglia über, die eine von der Riffzone noch weiter entfernte und vielleicht auch in noch etwas tieferem Wasser abgelagerte Ausbildung dieser darstellen. Der höhere Tongehalt der mergeligeren scaglia-Typen ist entweder auf Kalkauflösung bei größerer Meerestiefe, auf vulkanische Beeinflussung oder vulkanisches Material, auf Aenderung der Salinität, vielleicht auf das Zusammenwirken all dieser Faktoren zurückzuführen, aber sicher teilweise durch ein relatives Ueberwiegen feinsten, toniger Trübung gegenüber der Kalksedimentation bedingt. Die Verwandtschaft dieses Gesteins mit den eigentlichen Riffgesteinen weist auf eine tiefneritische Sedimentation (wohl kaum tiefer als 150 m) hin, an der der sehr feinkörnige Kalkdetritus der Riffzone den Hauptanteil und chemisch ausgefälltes CaCO_3 keinen oder nur sehr geringen Anteil hatten.

Zum Schluß sei nochmals auf die Anwesenheit von vulkanischem Glas in den scaglia-Kalken hingewiesen, was zusammen mit dem Auftreten der Kieselknollen, vielleicht vulkanische Tätigkeit zur Zeit der Sedimentation verrät (vergl. S. 75).

(6) Tonige Zwischenlagen.

Wie schon erwähnt, sind zwischen den Schichten der scaglia-Kalke schmale Tonlagen eingelagert, deren mineralogische Zusammensetzung nicht näher untersucht wurde. Ihre Mächtigkeit ist, mit Ausnahme einer Lage an der Basis des Profils von Le Piane, nicht so groß, daß man von einer eigentlichen Wechsellagerung sprechen könnte. Am ehesten dürfte es sich um eine Kalkauflösungserscheinung an den Schichtgrenzen handeln. Ob eine Verwandtschaft mit den argille scagliose der östlichen Hälfte unseres Gebietes besteht, sollte noch untersucht werden.

(7) Dichte, weiße, kristalline, marmorähnliche Kalke:

Ihnen kommt eine besondere stratigraphische Bedeutung zu, da sie fast ausschließlich in den obersten Lagen der Kreide der Vorriff- und Hinterriff-Zone auftreten; sie gehen seitlich einerseits vielleicht in die ebenfalls meist im oberen Teil der Kreide auftretenden, dichten, weißlichen Kalke der Hinterriff-Zone über, andererseits wurde ihr Uebergang in die fein-klein-mittelkörnigen Typen der Rudistentrümmerbrekzien der Vorriff-Fazies mit Sicherheit festgestellt.

Diese Kalke enthalten praktisch keine Fossilien und bestehen meist aus gut rekristallisierten Kalzitindividuen, die meistens eine Mosaikstruktur aufweisen. Das außerordentlich harte Gestein erinnert an reinen Marmor. Es tritt meistens in Schichten von wenigen Dezimetern auf.

Die Umstände, die zur, wohl sicher diagenetischen, Umkristallisation dieser Kalke oder zur Bevorzugung eines bestimmten stratigraphischen Horizontes für diesen Prozeß führten, sind noch nicht abgeklärt. Wir vermuten, es handle sich um Kalke, die durch dieselben vulkanischen Prozesse verändert wurden, die auch zur Bildung der Kristalldrusen des gleichen Horizontes und vielleicht auch zur Bildung der argille scagliose des östlichen Gebietes geleitet haben.

In demselben Verbreitungsgebiet tritt der gleiche Gesteinstyp im darüberliegenden basalen Eozän auf, wo er aber ausgesprochen brekziös ist und zahlreiche Foraminiferen führt.

(8) Kieselknollen, Kieselagen und Verkieselungserscheinungen.

Kieselknollen sind in den scaglia-Kalken sehr häufig. In den Kalken der Oberkreide wurden außerdem noch andere Verkieselungserscheinungen beobachtet. Alle Verkieselungsprozesse wurden schon im Zusammenhang mit der Genese der Tarantaserie der argille scagliose behandelt. Um den stratigraphischen Zusammenhang zu wahren, werden sie aber hier beschrieben (siehe Seite 38).

aa. Rote, dunkelbraune, schwarze Kieselknollen oder -lagen :

Sie treten hauptsächlich zusammen mit den scaglia-Kalken auf, manchmal auch als einzelne Lagen zwischen feinkörnigeren Varietäten der Rudistentrümmerkalke. Bald sieht man durchgehende, an- und abschwellende, bald nur reihenförmig angeordnete Lagen oder einzelne Knollen. Unter dem Mikroskop erkennt man einen dichten, monoschematischen und einen merismitischen Typus.

Der dichte monoschematische Typus besteht aus einer eintönigen Grundmasse von mikro-kryptokristallinem Quarz, in dem nur ganz selten kleine Relikte von Kalzit erkennbar sind. In einer lagenförmigen von der Ruine von Popoli stammenden Einschaltung fanden wir einzelne Radiolarien als Aussparungen des braunen Pigments.

Ein Merismit ist nach NIGGLI (516) ein Gestein, in dem sich verschiedene Gefügemassen unregelmäßig durchdringen. Dies ist genau das Bild, das uns einzelne, meist hellrosa oder bräunlich gefärbte Kieselknollen aufzeigen: Kalzitische Relikte, meistens Fossilien (Rudisten-, Foraminiferen-, Hydrozoentrümmer) werden von mikrokristallinem Quarz durchdrungen, in einzelnen Zwickeln und Klüften ist der Quarz etwas gröber kristallin, an wenigen Stellen erkennt man noch Chalcedon. Der Kalzit ist meist stark durch limonitisches Pigment verfärbt.

bb. Kieselreiche Kalke :

Einzelne Handstücke von Zonen sehr harter scaglia-Kalke und harter feinkörniger Trümmerkalke erwiesen sich als eingekieselte Kalke. Unter dem Mikroskop war ein inniges Gemenge von mikrokristallinem, offensichtlich nicht detritischem, sondern diagenetisch ausgeschiedenem Quarz und sehr fein- oder feinkörnigem Kalzit zu erkennen.

cc. Quarzreiche Gesteine, Quarzdrusen :

Im Felde konnten oft im Sonnenlicht auffallend glitzernde Zonen beobachtet werden. Sie gingen meistens mit Bruchzonen Hand in Hand und fanden sich oft zusammen mit den grobkörnigen Rudisten-Trümmerkalken. Die Vorkommen sind auf die obersten Kalke der Kreide des zentralen Gebietes der Maiella beschränkt (Rne. Le Piane, südl. Pretoro, Mte. Nelli, Mte. Acquaviva, Mte. Cavallo, La Maielletta, Vallone Sto. Spirito). Bei näherem Zusehen findet man Klüfte, manchmal auch Drusen, die mit klei-

nen, äußerst regelmäßig auskristallisierten, glasklaren, manchmal hellvioletten Quarzkristallen ausgekleidet sind. Eben solche Quarzkristalle bilden oft einen Belag in den Hohlräumen von Fossilien (Rudisten, Hydrozoen usw.). Auffallend sind auch die Erze, die diese Quarzkristalle begleiten.

Ein stark limonisiertes Handstück des Nebengesteins dieser Bildungen von der R. Le Piane zeigt schöne idiomorphe Quarzindividuen mit ausgezeichneter Zonarstruktur, seltener sind einzelne Individuen lappig miteinander verwachsen. Weiterhin tritt reichlich Kalzit auf, und lassen sich Fragmente von Rudisten unterscheiden.

dd. Zur Genese der Kieselgesteine:

In genetischer Hinsicht sind die Typen aa. und bb. früher gedeutet worden (siehe S. 38). Dort ist gezeigt worden, daß eine direkte Ausfällung aus Meereswasser mit normalem Kieselsäuregehalt unwahrscheinlich ist. Hingegen wurde wahrscheinlich, in Zusammenhang mit vulkanischen Prozessen, die Kieselsäurekonzentration in Meereswasser auf verschiedenen Wegen erhöht. Kieselsäure wurde wohl kaum direkt ausgefällt und in Form von Gelklumpen oder -lagen sedimentiert. Wahrscheinlicher wurde kiesel-säurereiches Meereswasser syngenetisch in die scaglia-Kalke eingelagert, dessen Kieselgehalt sich in den frühesten Stadien der Diagenese, unter Verdrängung von Kalzit, in gelartigen Knollen und Lagen ansammelte. Für einen indirekten Zusammenhang mit vulkanischen Prozessen zeugt der, im Untersuchungsgebiet zwar nicht gut nachweisbare, aber dafür von RENZ (594) in Umbrien deutlich nachgewiesene, stratigraphische Leitwert der Kieselagen. Es zeigt sich, daß in der eigentlichen Riff-Fazies submarine vulkanische Ausbrüche, die in tieferen Zonen stattgefunden hatten, nur noch schwach re-flektiert wurden.

Die Entstehung des unter cc. beschriebenen Typus muß deutlich von derjenigen der zuvorbeschriebenen Typen unterschieden werden, es fehlen hier nämlich die verschiedenen Uebergangsformen vom eigentlichen Kieselsäuregel zum Quarz, auch ist der Quarz hier, im Gegensatz zu den anderen Kieselbildungen des Untersuchungsgebietes, in schön idiomorphen «Bergkriställchen» ausgebildet. Am ehesten könnte man an aufsteigende hydrothermale Kieselsäurelösungen denken, die das Gestein verkieselte haben. Eine Verkieselung aus zirkulierenden Verwitterungslösungen kommt wohl kaum in Betracht, da dann Uebergänge von Chalcidon zu Quarz erkennbar sein sollten (STORZ, 752). Es scheint, daß der Quarz hier nicht auf dem Umweg über ein Kieselsäuregel gebildet, sondern direkt aus einer hydrothermalen Lösung in den grobporösen Gesteinen und Bruchzonen ausgeschieden wurde. Die postulierte hydrothermale Aktivität, zur Zeit der Sedimentation der Maestrichtienablagerungen ist wahrscheinlich, weil für diese Stufe in Apulien und Sizilien in tektonisch ähnlichen Elementen vulkanische Tätigkeit nachgewiesen werden konnte (vergl. S. 205 ff.). Immerhin ist die hier gegebene Deutung noch nicht genügend begründet; eingehendere Untersuchungen über die Verbandsverhältnisse und die Petrographie dieser Gesteine müssen die Problem noch besser abklären.

c. Gesteine der Hinter-Riff-Zone.

Sie kommen vor allem am Morrone, am Mte. Porrara und am südlichen Teil der Maiella und in den Hügeln von Campo di Giove vor. Es handelt sich meistens um chemisch ausgefällte Kalke, um Dolomite und mit diesen wahrscheinlich genetisch verwandten Bindungen, die in ruhiger, flacher See hinter den eigentlichen Korallenriffen entstanden sind.

(1) Grob-mittelkörnige Rudistentrümmerbrekzien:

Diese treten in unmittelbarer Nähe der eigentlichen Riffkalke auf und gehen allmählich in diese über. Sehr oft zeigen sie eine gewisse Ähnlichkeit mit den unter b. (1) beschriebenen Kalken, von denen sie sich höchstens durch das Bindemittel unterscheiden. Dieses besteht hier meist aus einem gelblich-braunen, sehr dichten Kalk. Als Komponenten treten Hydrozooen- oder Rudistentrümmer auf, die bald die anderen Komponenten (dichte hellgelbe, oft auch braune Kalke, weiße, marmorartige, feinkörnige Kalke, mittelkörnige, manchmal etwas schlierige Kalke, pseudo-oolithische und oolithische Miliolidenkalke) stark überherrschen, bald hinter ihnen zurücktreten. Das Bindemittel kann in verschiedenem Masse an der Brekzie beteiligt sein, in einigen Fällen sind die einzelnen Komponenten eng miteinander verkittet und grenzen mit stylolithischen Nähten aneinander. Im Gegensatz zum Typus b. (1) sind hier nur selten Komponenten der Vorriff-Fazies erkennbar.

Auch hier handelt es sich um ein Abtragungsprodukt des Rudisten-, Hydrozooen-biostroms. Da wegen des ruhigen Wassers in der Zone hinter dem Riff die Abtragung nur beschränkt war, sind diese Brekzien nicht sehr verbreitet.

(2) Grob-kleinkörnige Brekzien unerklärbarer Herkunft:

Im gleichen Faziesbereich wurden noch verschiedene andere Brekzientypen beobachtet, deren genetische Deutung und stratigraphische Stellung nicht abgeklärt werden konnte, nämlich:

aa. Brekzien mit rotbraunem und rötlichem Bindemittel finden sich vor allem auf den Hügeln von Campo di Giove und am Morrone. Die oft mehrere Centimeter großen Komponenten bestehen meistens aus den noch später zu beschreibenden Typen von Oberkreidekalken. Das Bindemittel selbst ist eine feinkörnige, rötlich-braune, limonitische Brekzie, was auf kontinentale Entstehungsbedingungen schließen läßt. Ein ganz ähnlicher, am Morrone auftretender Typus enthält Nummuliten und dürfte daher eoazänes oder posteoazänes Alter haben. Die Zugehörigkeit zur Oberkreide ist nirgends nachgewiesen. Alle Brekzien des Morrone sollen im Abschnitt über die mio-pliozänen Brekzien noch einmal kurz zusammenfassend behandelt werden.

bb. Brekzien mit schwarzen und dunkelgrauen Komponenten treten vereinzelt in einigen, wahrscheinlich gleichaltrigen, Horizonten auf. Sie wurden an verschiedenen Stellen am Morrone, in den Colli di Campo di Giove, am Mte. Porrara und an der Maiella festgestellt. An einigen Stellen standen sie im Verband mit bauxitischen Bildungen oder mit den mergeligen Charakalken, also mit kontinentalen oder kontinentnahen Bildungen (vergl. S. 85 ff.). Das Bindemittel besteht aus dichtem, gelblich-braunem, wahrscheinlich chemisch ausgefälltem Kalk, es enthält in seltenen Fällen Milioliden. Die eckigen Komponenten sind entweder dichte, gelbliche, pseudo-oolithische Foraminiferenkalke oder dichte, weiße, scaglia-ähnliche Kalke mit Globigerinen und anderen Foraminiferen, oder dunkelbraune, dichte Kalke, oder graue, manchmal auch schwarze, foraminiferenreiche Kalke oder Rudistentrümmer. Charakteristisch sind die schwarzen und grauen Kalkkomponenten, über deren Herkunft man leider nichts aussagen kann. In vielen Fällen sind diese Komponenten mehrere Centimeter groß und nehmen den größten Teil des Gesteins ein. Oft überwiegt aber das Bindemittel. Die schwarzen Komponenten haben nie mehr als 1 cm Durchmesser. Die Situation im Gebiet des Riffs und das Vorhandensein eckiger Kom-

ponenten schließen Transporte über große Entfernungen aus, andererseits konnten wir aber die schwarzen und grauen Komponenten nirgends in situ nachweisen, so daß man vor einem Rätsel steht, das nur dann gelöst werden kann, wenn die Herkunft der einzelnen Komponenten genauer abgeklärt sein wird.

(3) Dichte, gelbliche, weißliche, braune-milchkaffee-farbene Kalke.

Sie bilden die eigentliche Hauptmasse der Hinterriff-Gesteine. Von allen aufgezählten Gesteinstypen dieses Faziesbereichs können Uebergänge zu diesem Typus gefunden werden. Man begegnet ihnen am Morrone, auf den Hügeln von Campo di Giove, am Mte. Porrara und an der südlichen Maiella.

Sie bilden meistens wenig mächtige, plattige Bänke, die im südlichen Teil des Gebietes oft mit dolomitischen Kalken und Dolomiten wechsellagern. Im großen Ganzen ist die Serie äußerst monoton. Im Gegensatz zu den manchmal sehr ähnlichen scaglia-Kalken, fehlen hier Kieselknollen völlig, man gewinnt manchmal den Eindruck, Dolomite hätten ihre Rolle übernommen, doch ergibt sich schon aus der Tabelle I, daß es schwierig ist, zwischen den beiden Gesteinsgruppen Zusammenhänge aufzufinden. In seltenen Fällen erkennt man mitten in dieser Serie Hydrozoen-Biostrome (Profil Morrone di Pacentro), die als Ausläufer der Riff-Zone betrachtet werden können.

Makroskopisch liegt ein ganz dichter, beinahe lithographischer Kalk vor, der oft muschelrig bricht, häufig erkennt man kleine Adern und Schmitzen von rekristallisiertem Kalzit; im allgemeinen sind dergleichen Kalke sehr arm an Fossilien. Man unterscheidet eine gelbliche-ockerfarbene, eine weißlich-crémefarbene und eine braune-dunkelbraune Varietät. Die gelbliche Varietät ist am häufigsten und am regelmäßigsten verbreitet, die weißliche kommt nur in der obersten Hälfte der Serie vor und geht vielleicht lateral in die weißen kristallinen marmorartigen Kalke der Vorriff-Zone über, die braune Varietät dankt ihre Farbe einem ziemlich hohen Bitumengehalt, weshalb man beim Anschlagen einen ausgesprochenen Oelgeruch bemerkt. Auffallenderweise finden sich, im Gegensatz zu den in der Regel fossilileren Kalken dieser Serie, in den braunen Varietäten zahlreiche Mikrofossilien, die oft sogar gesteinsbildend werden können, so daß wir von eigentlichen Milioliden-, Alveolinen- und Ostrakodenkalken sprechen können. Bitumengehalt und Mikrofossilien-Gehalt (meistens Benthos!) nehmen also gleichzeitig zu.

Unter dem Mikroskop erkennt man einen extrem feinkörnigen, bei gewöhnlicher Schliffdicke noch opak erscheinenden Kalk, dessen Korngröße kaum viel über $\frac{1}{1000}$ mm hinaus gehen dürfte.

Lithogenese: Diese sehr dichten Kalke lassen sich weder in die Kategorie der Kalke vorwiegend organischen Ursprungs, noch in jene der Kalke vorwiegend mechanisch beeinflusster Genese (organogen-detritische Kalke) einreihen. Es handelt sich wohl um chemisch aus dem Meerwasser ausgefällte Kalke, bei deren Entstehung sowohl biochemische, wie auch physikalisch-chemische Prozesse beteiligt waren.

Trotz der umfangreichen Literatur über die Art und den Ablauf solcher Prozesse, sowie über die entstehenden Produkte, sind die wichtigsten Probleme noch lange nicht restlos abgeklärt. Wir halten uns an die Angaben von TWENHOFEL (788), HATCH, RASTALL & BLACK (361), CORRENS (186), CLOUD & BARNES (177) und PIA (555). Wohl die übersichtlichste und am besten auf unseren speziellen Fall anwendbare Arbeit ist die von CLOUD & BARNES. Diese Autoren prüfen eingehend alle, für eine chemische Kalkausscheidung ausschlaggebenden Faktoren, wie Sättigung an Kalziumkarbonat in warmem, oberflächennahem Meereswasser, Löslichkeitsverhältnisse von Kalziumkarbonat, Magnesiumkarbonat, Kalziumsul-

fat, Abhängigkeit der chemischen Ausfällung von Kalziumkarbonat von der CO_2 Konzentration und Bedingungen, die zu einer Abnahme dieser Konzentration führen, (Temperaturzunahme, Bewegung im Meerwasser, Austausch mit CO_2 armen Luftströmungen, Abnahme des hydrostatischen Druckes), Salinität, Wasserstoffionen-konzentration, relativ unbedeutende bakterielle CaCO_3 -bildungen und anderes. Sie gelangen danach zu folgenden Schlußfolgerungen: Das ideale Milieu für die chemische Ausfällung von Kalziumkarbonat (zu einem Teil in Form der unbeständigen Aragonitmodifikation) ist eine warme, flache, relativ unbewegte See, deren Boden langsam aber kontinuierlich sinkt. Diese Bedingung ist in untiefen, subtropischen und tropischen Meeresteilen verwirklicht, in denen die Wasserzirkulation gerade noch genügt, um einen Nachschub an Ca - und HCO_3 -Ionen reichen Gewässern zu gewährleisten, also in geschützten, seichten Teilen der Flachsee und der Schelfzone, aber auch in eigentlichen Lagunen. HATCH, RASTALL & BLACK (361) sprechen von Schelf-Lagunen oder Lagunen-Bezirken. Alle diese Bedingungen sind heute nur an wenigen Stellen erfüllt, z. B. auf einigen Inseln im Pazifik, in größeren Partien der Floridabay und schließlich auf den Bahamainseln, wo die Verhältnisse wohl am genauesten erforscht worden sind (CLOUD & BARNES, 177).

Für die dichten Kalke unseres Gebietes ergibt sich, im Zusammenhang mit der Verteilung der anderen Gesteinstypen und mit den allgemeinen Faziesverhältnissen, folgende Genese: In einem ruhigen, flachen Becken der warmen Kreidesea mit reduzierter Wasserzirkulation und im Schutze eines Riffs kam es zu chemischen Ausfällungen von Kalziumkarbonat, wobei vielleicht ein Teil ursprünglich als Aragonit ausgefällt und erst nachträglich in Kalzit umgewandelt wurde. Daß es sich um ein flaches Ablagerungsmilieu gehandelt haben muß, bestätigt die aus Milioliden und Alveoliniden zusammengesetzte Foraminiferenfauna. Normalerweise treten ja die rezenten Alveoliniden nur im Bereich von Korallenriffen auf und verschwinden meistens in einer Tiefe von über 50—60 m, doch sind zahlreiche Ausnahmen bekannt. Nach NORTON (523) ziehen Milioliden in tropischen und subtropischen Regionen Tiefen zwischen 0 und 110 m vor mit Temperaturschwankungen zwischen 20° und 32° .

In dieses genetische Bild paßt auch der Bitumengehalt der braunen Varietät unserer Kalke, der mit dem Auftreten der Foraminiferen Hand in Hand geht. Man kann annehmen, der Bitumengehalt eines so extrem feinkörnigen Gesteins sei ausschließlich autochthon; einerseits habe das plötzliche Auftreten reicher Foraminiferenfaunen das Material zur Bitumenbildung geliefert, andererseits habe die zeitweise ungenügende Wasserzirkulation und die daher mangelhafte Durchlüftung, eine Oxydation organischer Stoffe verhindert.

Die nun folgenden Gesteinstypen sollen dieses genetische Bild vervollständigen.

(4) Gastropodenkalke.

Es handelt sich um eine Abart, der soeben beschriebenen, dichten, gelben Kalke, die voller Gastropoden (meistens Nerineen) sind und im Anschliff runde, kalzitische, ringartige oder längliche Schnitte dieser erkennen lassen. Diese Kalke stellen sicher eine Teilfazies der dichten Kalke dar. Ihr dekorativer Wert sei besonders hervorgehoben.

Sie wurden auf dem Morrone und in den Hügeln von Campo di Giove (Colle Ardinghi) recht häufig gefunden.

CREMA (193, 543) erwähnt von verschiedenen Stellen in den Abruzzen den sogenannten «Calcare ad anellini» der sicher mit den Gastropodenkalken verglichen werden kann.

(5) Schlierenkalk.

Diese erscheinen an einigen Orten am Mte. Porrara und an der südlichen Maiella. Sie sind recht selten; trotz ihres im Handstück auffallenden Aussehens darf ihnen keine allzu große Bedeutung zugemessen werden.

Im Anschliff scheint es so, als ob die gelben, weißlichen und bräunlichen Varietäten zugleich mit den verschiedenfarbigen Typen der dichten Kalke schlierig vermischt im Gestein auftraten. Es wurden zahlreiche kalzitische Schmitzen und Kluftauffüllungen, manchmal auch brekziöse Lagen bemerkt.

Vielleicht handelt es sich um das Produkt lokaler, subaquatischer Rutschungen im Sedimentationsraum der dichten Kalke.

(6) Gruppe der oolithischen Kalke:

Einleitung: Der lithologische Darstellung sei eine Umschreibung der gebrauchten Begriffe vorausgeschickt: Als Ooide werden bezeichnet; geometrisch regelmäßige, annähernd kugelige Kalkkörner, die sich innerlich nach Art kleinster Konkretionen aus konzentrischen Anwachsschalen aufgebaut ergeben, welche ihrerseits aus feinsten, radialstrahlig angeordneten Nadeln von Kalzitkristallen (ursprünglich wohl zuerst Aragonit) bestehen. Im Zentrum dieser, im Laufe des Wachstums des Kernes sich anlagernden Schalen findet sich meistens ein unregelmäßig gestaltetes, oft nur sehr kleines Kalkkorn, seltener ein Quarzkorn, das als «Kristallisationskern» für die Bildung des Ooidkornes gewirkt hat. Meistens sind dies kleine, klastische Trümmerchen von Kalkorganismen, Molluskenschalentrümmern, Echinodermentrümmern, öfters gut erkennbare Foraminiferen oder Trümmer von solchen.

Ein allseitiger konzentrischer Zuwachs von Ooidkörnern ist offenbar nur so lange möglich, als die Körner noch durch Wellenschlag oder Strömung in Bewegung gehalten werden und nicht zur endgültigen Ablagerung gelangen. Die schließlich erreichte Größe ist von solchen Bewegungsverhältnissen abhängig; meistens sind die Korngrößen bei der definitiven Ablagerung auffallend gleichmäßig. In den so gebildeten Oolithen, fein-mittelkörnigen Gesteinen, werden die Ooidkörner durch einen Zement aus hyalinem, grobkristallinem, diagenetisch ausgeschiedenen Kalzit fest zusammengehalten. Wie der ganze Bildungsvorgang es verlangt und die heutigen Regionen rezenter Oolithbildung (Rotes Meer) zeigen, sind Oolithe Ablagerungen sehr wenig tiefer, strandnaher und sehr warmer Meeresräume.

Die Größenverhältnisse zwischen dem klastischen, oft bereits durch Wellenbewegung selbst mehr oder weniger abgerundeten Kalkkorn des Kernes und den umringenden Oolithschalen können sehr verschieden sein. Bald ist ein solcher Kern kaum sichtbar, bald dominiert er und ist nur noch von einer sehr dünnen, radialstrahligen Ooidkruste umgeben, die sich der unregelmäßigen Gestalt des Kernes anschmiegt. Schließlich kann eine solche ankristallisierte Umkrustung auch fehlen, es handelt sich dann um Gesteine, die aus sehr stark abgerollten Kalkkörnern ursprünglich organogener Herkunft bestehen, also um eine Art fein-mittelkörnigen «Kalksand», der ebenfalls durch hyalinen, grobkristallinen Kalk zementiert ist. Solche gut gerollte, gleichmäßig körnige «Kalksande» organogen-detritischer Art findet man heute öfters als Strandsand von wenig gehobenen und der Abraison ausgesetzten Koralleninseln. Die Verfestigung solcher «Kalksande» durch sekundär sich ausscheidenden Kalzit zementiert scheint, zufolge einer persönlichen Mitteilung von Prof. W. LEUPOLD, auf solchen Inseln sehr rasch vor sich zu gehen, so daß man schon bei Grabungen in wenigen Metern Tiefe denselben «Kalksand» zu einem zwar noch löcherigen und bröckeligen Gestein zusammengebacken findet. Es handelt sich also bei der Bildung dieser Gesteine um eine Art von «Kalksand-Stein», dessen organogen-klastische Komponenten auf dieselbe Weise durch einen sekundären Kalkzement verfestigt werden, wie dies bei der Bildung eines normalen Quarzsandsteins aus einem aus Quarzkörnern bestehenden Strandsand geschieht.

Gesteine solcher Entstehung ähneln in ihrem Aufbau aus gleich großen, wohlgerundeten Kalkkörnern bei makroskopischer Betrachtung sehr den gewöhnlichen Oolithen, sie werden deshalb als Pseudo-oolithe bezeichnet. Zwischen ihnen und den eigentlichen Oolithen bestehen, durch Zunahme des Anteils der konkretionären Rinde gegenüber dem klastischen Korn des «Kern» der Ooide, alle Übergänge. Das Milieu, in welchem alle diese Gesteine zur Ausbildung kommen, ist offenbar beinahe dasselbe. Von HEIM (366, 367) wurde der Ausdruck «Onkoid» eingeführt, mit dem eine dichte, um einen Kern wuchernde unregelmäßige, kartoffelartige Bildung bezeichnet wird. Der von HEIM zur Erläuterung des Begriffs abgebildete, onkolithische Kalk kann ohne weiteres mit einem klastischen, eventuell noch mit einem pseudo-oolithischen Kalk verglichen werden, dasselbe gilt für die von WEISS (827) abgebildeten onkolithischen Kalke. BRÜCKNER (93) meint, man könne die Onkoide den «faecal pellets» (Kotpillen) gleichstellen, was wir entschieden ablehnen müssen. Wir setzen den Ausdruck «Onkoidischer Kalk» dem «Pseudo-oolithischen Kalk» gleich, den wir wegen seiner Anschaulichkeit vor-

ziehen. Radialstrahlige Aggregate bezeichnet man als Sphaerulithe. Schlamm- oder Kot-Pillen (engl. mud oder faecal pellets) sind auch meist kugelig oder ellipsoidisch ausgebildet und strukturlos, sie führen zur Bildung eigentlicher Pillenkalke (pellet limestones). Pisolithe sind erbsengroße Ooide oder Sphaerulithe, die pisolithische Gesteine bilden. Es wäre natürlich besser, man würde die Größe der verschiedenen kugeligen Bildungen besonders andeuten, auf Grund der auf Seite 20 angegebenen Skala könnte man z. B. von feinkörnigen oolithischen Kalke oder von grobkörnigen sphaerulitischen Kalken sprechen. Alle erwähnten Bildungen treten öfters gemeinsam miteinander auf.

aa. Vorwiegend oolithische Kalke:

Diese finden sich nur selten in unserem Gebiet und dann nur lokal innerhalb der Oberkreideseerie. Unter dem Mikroskop sieht man in einer grobkristallinen Grundmasse viele, meist elliptische Ooide.

bb. Pseudo-oolithische Kalke:

Sie stellen den Hauptanteil dieser Gruppe dar. Die Pseudo-ooide sind meistens gut gerundete Kalkkörner, in sehr vielen Fällen handelt es sich um abgerundete Milioliden und andere Foraminiferenschalen. Meistens sind es fein-kleinkörnige, pseudo-oolithische Kalke von brauner Färbung, die als Einlagerung innerhalb der dichten Kalke und sehr oft im Verband mit Echinodermenkalken auftreten. Echinodermenkalke und pseudo-oolithische Kalke sind also wohl unter ähnlichen Bedingungen entstanden.

Mikroskopisch zeigt sich, daß die Pseudo-oidkörner durch eine Grundmasse von hyalinem, grobkristallinem Kalzit zusammengekitet sind.

Einen besonderen Typus der pseudo-oolithischen Kalke stellt ein Pseudo-oolith mit Rhynchonellen dar, der in den Hügeln oberhalb Roccasale ansteht.

Die beiden Typen aa. und bb. sind wohl unter ziemlich ähnlichen Bedingungen entstanden; was jeweils für die Bildung des einen oder anderen Typus ausschlaggebend war, läßt sich nachträglich kaum noch sagen. Eine nicht genug ins Einzelne gehende Untersuchung gestattet uns nicht, eine Hypothese über die Entstehung dieser Gesteine aufzustellen, wir müssen uns darum an die Literaturangaben halten. Oolithe können einerseits durch Ablagerung der Ooide direkt an ihrem Bildungsort entstehen, die Ooide können aber andererseits, weil sie leicht weggeschwemmt werden, auch anderswohin transportiert und dort abgelagert werden. Die Abrundung der Milioliden und anderer Foraminiferen, die öfters den Kern der Ooide bilden, spricht deutlich für eine, wenigstens teilweise, mechanische Bildung. In Gebieten, in denen Kalziumkarbonat chemisch ausgefällt wird, ist diese oft in Form von Aragonitaggregaten ausgebildet, die später zur Bildung eigentlicher Oolithe führen können (VAUGHAN fide TWENHOFEL, 788). So entstanden auch unsere Hinter-Riffkalke und die Gesteine des oben beschriebenen Typus aa. Die Grundbedingung für die Bildung von Kalk-oolithen ist warmes, mit Kalziumkarbonat gesättigtes Meerwasser in einem seichten, vom Wellenschlag gestörten Becken. Der Einfluß bakterieller Tätigkeit und derjenige der Salinität auf die Bildung oolithischer Gesteine ist noch nicht genau abgeklärt.

cc. Pillenkalke:

Millimetergroße, eiförmige Bildungen innerhalb der dichten, gelben und braunen Kalke, die in Anlehnung an MOORE (784) als koprogene Zusammenballungen aufgefaßt werden, wurden in einigen Kalken (meist Tertiär) der Maiella gefunden. Sie seien hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

dd. Zusammenfassung:

Das Vorhandensein oolithischer und pseudo-oolithischer Kalke im Komplex der dichten, gelben oder braunen, wahrscheinlich chemisch ausgefallten Kalke zeugt von

Perioden, in denen an gewissen Stellen eine stärkere Wasserbewegung, wahrscheinlich durch Wellenschlag, vorhanden war, was aufs neue für die untiefe Natur des Meeres hinter dem Rudistenriff spricht.

(7) Echinodermenkalke:

Ihr Auftreten scheint auf das Morrone-Nordende beschränkt zu sein. Einzelne Vorkommen wurden noch im Hügелgebiet von Campo di Giove festgestellt. Faziell nimmt dieses Gestein eine Zwischenstellung zwischen der scaglia-Fazies der Vorriffzone und den dichten Kalken der Hinterriffzone ein. Es tritt an die Stelle der eigentlichen Riffkalke und der in dieser Gegend nirgends nachweisbaren Trümmerkalke.

Die Echinodermenkalke können als eine Varietät der oolithischen und pseudo-oolithischen Kalke aufgefaßt werden, manchmal bilden in ihnen pseudo-oolithische Crinoidentrümmer einen integrierenden Bestandteil. Das meist hellbräunliche Gestein erscheint makroskopisch von zahlreichen, weißen Flecken, eben den Echinodermentrümmer, durchsetzt. In vielen Fällen wurden Stengelquerschnitte von Crinoiden gefunden.

Die fazielle Stellung dieser Kalke wird durch die Echinodermen bestimmt und soll bei der Beschreibung der Fauna angedeutet werden.

(8) Dolomitische Kalke und Dolomite:

Diese Gesteinsgruppe trifft man vor allem am westlichen und südlichen Morrone, auf den Hügeln von Campo di Giove, am Mte. Porrara und an der südlichen Maiella an. In den meisten Fällen handelt es sich um mit dichten, gelben oder braunen Kalken wechsellagernde Schichten, die als dunkle Streifen inmitten dieser Kalke auftreten. Besonders eindrucksvoll sieht man die Wechsellagerung am Morrone di Pacentro und am Mte. Porrara. In der Gegend von Roccacasale (siehe Profil Roccacasale) treten die dichten Kalke fast vollständig zurück, man steht dort vor einer recht mächtigen Dolomitentwicklung.

Der Dolomitgehalt setzt innerhalb der Serie jeweils plötzlich ein und tritt dann allmählich wieder zurück, so daß man meistens an der Basis eines Zyklus die dolomitreichsten Partien findet. Von solchen dolomitischen Zyklen, die eine Mächtigkeit von wenigen Dezimetern aufweisen können, folgen öfters mehrere rhythmisch aufeinander. Die Reihenfolge innerhalb der einzelnen Zyklen ist dabei stets dieselbe, aufwärtsgehend: Dolomite, kalkreiche Dolomite, dolomitische Kalke, reine dichte Kalke; wobei die unteren Glieder des Zyklus manchmal fehlen, was zu einer normalen Wechsellagerung von dolomitischen Kalken mit dichten gelben Kalken führt. Die zyklische Natur der Ablagerung ist bei dem ununterbrochen über seine ganze Mächtigkeit dolomitischen Profil von Roccacasale nicht mehr deutlich.

Dünnschliffe, die Herr J. NEHER für seine vergleichenden Dolomitstudien von unserem Material herstellen ließ, und gemeinsam mit Herrn J. NEHER durchgeführte Untersuchungen ergaben folgendes Bild der verschiedenen Gesteinstypen dieser Gruppe:

aa. Dolomitische Kalke:

Man kann einerseits makroskopisch dichte, gelbe Kalke mit bei Lupenbetrachtung erkennbaren Dolomitrhomboedern, andererseits sehr feinkörnige, limonitisch verfärbte und schließlich schmutzgelbe, weißliche, deutlich kristalline, dolomitische Kalke unterscheiden.

Beim ersten Typus sieht man unter dem Mikroskop eine extrem feinkörnige-dichte, opak erscheinende Grundmasse, in der zahllose, bald größere, bald kleinere, dolomitische

Rhomboeder schwimmen. Die größten Rhomboeder haben einen deutlichen kalzitischen Kern. Die dolomitische Natur der Rhomboeder wurde mit der LEMBERG'schen Färbung nachgewiesen und außerdem durch Anätzung mit Essigsäure, mit der die Rhomboeder modellartig herauspräpariert werden können. Dieser Typus ist wohl der am weitesten verbreitete. Er stellt einen Uebergang vom reinen, dichten Kalk zu den eigentlichen Dolomiten dar.

Der zweite Typus, derjenige der limonitisch verfärbten dolomitischen Kalke, wurde vor allem im Profil Serra Carracino angetroffen, fernerhin an einigen Stellen in der Valle di Macchia lunga, westl. Fara San Martino und in der Valle Serviera. Besonders auffallend sind die kleinen, wurmartig verbogenen, limonitischen Schmitzen und die etwas mergelige Natur dieser dolomitischen Kalke. Unter dem Mikroskop erkennt man in einer feinkörnigen, stellenweise opak erscheinenden Grundmasse zahlreiche kleine, dolomitische Rhomboeder und ein regelmäßig verteiltes, rötliches, limonitisches Pigment. In diesem Gestein findet man recht häufig Milioliden.

bb. Dolomite:

Reine Dolomite treten vor allem in den Hügeln von Roccacasale, im südlichen Teil des Morrone und in den Hügeln von Campo di Giove auf. Sie können sich aus dem dritten Typus der Gruppe aa. heraus entwickeln.

Makroskopisch erscheint das Gestein meist zuckerkörnig, weißlich oder schmutzig gelb. Fossilien, wie Gasteropoden (Nerineen) und andere, wurden aber auch hier meistens nicht dolomitisiert, was schon auf der Anwitterungsfläche der Gesteine zu sehen ist.

Auch hier erkennt man unter dem Mikroskop dieselbe Mosaikstruktur, nur hat hier der Dolomit den Kalzit der Grundmasse vollkommen verdrängt, so daß man einen holokristallinen Dolomit vor sich hat.

cc. Dolomitische Kalkoolithe und Dolomit-Pisolithe:

In der Umgebung von Roccacasale wurde ein brauner oolithischer Kalk gefunden, der weitgehend dolomitisiert ist. Die einzelnen, im Mikroskop fast opak erscheinenden Ooide sind schön abgerundet und weisen stellenweise eine ausgesprochen konzentrische Struktur auf. Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus rekristallisiertem Kalzit, sowohl in der Grundmasse als auch in den Ooiden erkennt man, unregelmäßig zerstreut, dolomitische Rhomboeder.

Ebenfalls in der Umgebung von Roccacasale wurden Dolomit-Pisolithe gefunden. Das Gestein ist, abgesehen von einigen mit grob-kristallinem Kalzit gefüllten Klüften, vollkommen dolomitisch. Die fast rein dolomitischen Pisolithe können bis 1 cm Durchmesser erreichen und weisen eine konzentrische Schalenstruktur auf, die Schalen sind meistens um einen Kern gelagert, der in vielen Fällen aus einer knolligen Konkretion von Algen (*Girvanella* sp.) (?) besteht.

Zwischen den eng gepackten Pisolithen befindet sich eine Grundmasse, die aus kleinen, im Mikroskop opak erscheinenden Oolithen aufgebaut ist.

dd. Zur Entstehung der Dolomite:

Es würde den Rahmen der Arbeit überschreiten, hier die verschiedenen Möglichkeiten der Dolomitbildung zu erörtern. Zahlreiche Autoren wie CAYEUX (129, 133), CORRENS (186), CLOUD & BARNES (177), HATCH, RASTALL & BLACK (361) und TWENHOFEL (788) haben dies unter Verwertung vieler Spezialuntersuchungen übersichtsweise bereits getan. Es genügt darum, die wichtigsten Schlußfolgerungen dieser Autoren im Hinblick auf ihre Anwendbarkeit für unser Gebiet kurz zusammenzufassen.

Neben den klastischen Dolomiten (I), d. h. solchen, die aus den Trümmern eines schon vorher bestehenden Dolomites hervorgegangen sind, gibt es Dolomiten primärer (II) und solche sekundärer (III) Entstehungsart. Primär chemisch ausgefällte Dolomite (II) sind nur in Verbindung mit Gyps und anderen in Verdunstungslagerstätten auftretenden Gesteinstypen (Evaporiten) gefunden worden. Rezente Beispiele analoger, eindeutig primärer, chemischer Dolomit-ausfällung sind nicht bekannt, deshalb sind sich auch fast alle Autoren darüber einig, daß für die Entstehung mächtiger dolomitischer Gesteinskomplexe der Vergangenheit eine solche primäre Bildungsweise nicht gut verantwortlich gemacht werden kann. Möglichkeiten sekundärer Dolomitisierung (II) sind in der geologischen Literatur hinreichend diskutiert worden. Einige Geologen denken an eine frühdiagenetische Dolomitisierung, unter dem Einfluß von und in einem mehr oder weniger unmittelbarem Kontakt mit Meerwasser. Andere erwägen die Möglichkeit einer Verdrängung von Kalziumkarbonat durch Mg-reiche, hydrothermale Lösungen oder durch Lösungen, die nach Auslaugung magnesiumhaltiger Gesteine einen erhöhten Mg-gehalt aufweisen. Eine weitere Erklärung beruht auf der Vorstellung, ein primär anwesender Magnesiumkarbonatgehalt des Gesteins sei durch Wegfuhr von Kalziumkarbonat angereichert worden, wobei die, leider noch ungenügend erforschten, Löslichkeitsverhältnisse von Kalzium- und Magnesiumkarbonat, die wichtigste Rolle spielen. Offenbar löst sich Dolomit in Leitungswasser rascher als Kalzit (CORRENS, 186), für Salzwasser hat IRVING die gleiche Beobachtung gemacht (WALLACE fide CLOUD & BARNES, 177).

Die sich ziemlich weit erstreckende, laterale Verbreitung der Dolomite und der dolomitischen Kalke, das Fehlen irgendwelcher an Auslaugung erinnernder Erscheinungen in diesen und die Unabhängigkeit der Verbreitung dieser Gesteinstypen von geologischen Schwächezonen, z. B. Brüchen oder Myloniten, schließen in unserem Gebiet die Erklärung durch eine späte, lokale, metasomatische Verdrängung von Kalzit durch Mg-reiche Lösungen ebenso sehr aus wie eine solche durch eine nachträgliche relative Anreicherung von Magnesiumkarbonat durch späte Auslaugungsvorgänge in den Kalken. Primär chemische Ausscheidung des Typus (I) fällt für unsere, von Evaporation freien, Kalksedimentation gleichfalls außer Frage. Es handelt sich also wahrscheinlich um den Typus (III) einer sekundären Dolomitisierung von Kalken in den ersten Stadien der Diagenese. Die zahlreichen Forscher, die eine derartige, nachträgliche Dolomitisierung primär reiner Kalkgesteine, z. B. auch im Falle der rezenten Korallenriffe, als die einzig wahrscheinliche Erklärungsweise erachten, nehmen an, der Mg-Gehalt des mit dem frischen Kalksediment in Kontakt stehenden, auch syngenetisch darin eingelagerten oder noch zirkulierenden Meereswassers genüge für diesen Vorgang. In unserem Falle ist eine direkte chemische, simultan mit der chemischen Ausfällung der dichten Kalke und der Bildung der Kalkoolithe vor sich gehende chemische Ausfällung von Magnesiumkarbonat auch deshalb ausgeschlossen, weil die porphyroblastenähnlich auftretenden, idiomorphen Dolomit rhomboeder sicher primär-stratigraphisch entstandene Strukturen, wie z. B. die Ooide der dolomitierten Kalkoolithe, durchwaschen. Das Ausmaß der nachträglichen Dolomitisierung der Kalke ist einerseits von der Zeit abhängig, während der das frisch gebildete Sediment mit dem Meerwasser in ausreichendem Kontakt geblieben ist, andererseits sowohl von der mineralogischen Zusammensetzung (primäres Vorkommen des CaCO_3 als Aragonit) und der eine Zirkulation des Meerwassers erlaubenden Porosität dieses Sediments, als auch von der chemischen Zusammensetzung des Meerwassers.

Wie sehr es auf die mineralogische Natur des sich dolomitisierenden Sedimentes ankommt, zeigen die unter in der Natur zwar nicht verwirklichten Voraussetzungen durchgeführten Experimente von KLEMENT (fide SKEAT's 712), der nachwies, daß die weniger stabile CaCO_3 -Form des Aragonits in viel höherem Grade der Dolomitisierung unterworfen ist als der stabile Kalzit. Weiter oben wurde schon darauf hingewiesen, daß die extreme Feinkörnig-

keit der dichten Kalke mit dem Vorhandensein eines ursprünglich rein chemisch ausgeschiedenen aragonitreichen Schlammes, wie er z. B. heute westlich der Bahamainseln gebildet wird, in Verband stehen kann. Ferner wird von verschiedenen Autoren betont, daß die Intensität der Dolomitisierung meistens mit zunehmender Meerestiefe und mit dem Abstand vom Land oder von einem Riff abnimmt, was Dolomite somit zu typisch flachmeerischen, in warmen Klimata gebildeten Sedimenten stempelt.

Die Dolomite und dolomitischen Kalke unseres Gebietes stellen Glieder eines plötzlich einsetzenden und allmählich ausklingenden Zyklus dar, der sich mehrmals wiederholt. Außerdem sei nochmals auf die weite laterale Ausbreitung der Dolomitgruppe hingewiesen. Beide Tatsachen zeigen, daß es sich bei der Dolomitisierung um einen Prozeß handelt, der sehr wahrscheinlich nicht durch irgendwelche postdiagenetisch zirkulierende Lösung verursacht wurde, sondern unmittelbar nach der Ablagerung in dem frischen Sediment einsetzte.

Angesichts der Tatsache, daß die kalkärmsten Dolomitserien bei Roccasale auftreten, d. h. ausgerechnet an der einzigen Stelle, wo die Vorriff-Fazies der scaglia und die Hinterriff-Fazies ohne die normalerweise dazwischengeschaltete eigentliche Riffzone (hier ersetzt durch die Gruppe der Echinodermenkalke) aneinander grenzen, erscheint es wahrscheinlich, daß die Dolomitisierung gerade von dieser Lücke im ursprünglichen Rudisten-Hydrozoenriff ausgegangen ist und laguneneinwärts progressiv abgenommen hat. An dieser Stelle konnte also das Meerwasser des scaglia-Meeress direkt in die Lagune, wo die dichten Kalke ausgefällt worden waren, eindringen und dort zeitweise das Ablagerungsmilieu so verändern, daß die frühdiagenetische Bildung von Dolomit gefördert wurde. Das plötzliche Einsetzen dolomitischer Sedimentationszyklen, das allmähliche Abflauen der Dolomitisierung gegen den Schluß eines Zyklus hin, die Einschaltung von mächtigen, nicht dolomitierten Komplexen zeigen rhythmisch sich wiederholende Veränderungen an, die sicherlich das gesamte Untersuchungsgebiet betroffen haben müssen und die in der dolomitischen Fazies besonders gut zum Ausdruck kommen. Die möglichen Ursachen hierfür sind epirogenetische Schwankungen, Vulkanismus oder klimatische Schwankungen rhythmischer Natur. Im ersten Falle muß man die Dolomite mit Diskordanzen und an diese gebundenen Konglomeraten und Brekzien, im zweiten Falle mit möglicherweise vulkanisch bedingten Erscheinungen, wie z. B. Kieselknollen in Verbindung bringen. Diskordanzen, Transgressionskonglomerate und Brekzien sind im Vorriffbereich des Untersuchungsgebietes selten, ebenso können die Verkiesselungserscheinungen nicht mit den Dolomiten in Zusammenhang gebracht werden. Am wahrscheinlichsten scheint es sich also um eine mit klimatischen, rhythmisch sich wiederholenden, Schwankungen verbundene Erscheinung zu handeln. Diese Art der Dolomitisierung betrifft nicht nur unser Untersuchungsgebiet, sondern auch weit ausgedehnte Gebiete der zentralitalienischen Riffschwelle, wo Dolomite und dolomitische Kalke aus der unteren und mittleren Kreide aus der Literatur hinreichend bekannt sind. Ganz ähnlicher Art ist übrigens das Auftreten von Dolomitlagen im Bereiche des alpinen Malms oder des Malms des Jura-gebirges. Vor allem im Tithonien sowohl des Helvetikums wie der *Préalpes médianes* der Schweizer Alpen kommt solche Dolomitisierung einzelner Lagen in vollkommen analoger Weise vor, d. h. auch hier in Verbindung mit Riff-Komplexen und sehr untiefen Wasserverhältnissen (Purbeckien), so daß auch hier eine Kombination solcher Dolomitbildungen mit Chara-haltigen Kalken (siehe folgenden Abschnitt) gefunden wird. Auch mikroskopisch sind die Dolomitisierungsercheinungen (Auftreten von idiomorphen Dolomitrhomboedern in dichten oder oolithischen Kalken) in den betreffenden Gebieten völlig den von uns beobachteten analog.

d. Kontinentale, eventuell Pseudokontinentale Gesteine.

(1) Komplex der Charakalke.

Bis jetzt wurden Charakalke nur im Profil Carracino festgestellt, wo sie an der Basis einer etwa 70 m mächtigen Gruppe von dolomitischen Kalken, Brekzien mit dunklen Komponenten und Tonmergeln in einer Mächtigkeit von etwa 10 m auftreten. Makroskopisch liegt ein grauer, mergelig toniger Kalk vor, der hier und da etwas weniger mergelig, dichter und bräunlich gefärbt ist. Die Querschnitte der Chara-Oogonien erkennt man im Anschliff nach dem Färben mit Methylenblau. Ganz selten ragen die Oogonien durch natürliche Anwitterung aus der Gesteinsoberfläche heraus. Mikroskopisch sieht man eine fast opak erscheinende, mikrokristalline Grundmasse in der zahlreiche stengelige Fragmente organischer Herkunft unregelmäßig verteilt sind. Eine eigentliche Struktur ist in diesen Fragmenten nicht zu erkennen, es könnte sich um Stengelreste von Characeen handeln, die nach HIRMER (377) als *Characeites* PIA bezeichnet werden sollten. Die Oogonien sind eiförmig, von 5 spiralförmig gewundenen Schläuchen umhüllte Gebilde, die in der Literatur bald unter dem Namen *Chara*, bald unter dem Namen *Gyrogonites* beschrieben werden. Außerdem sieht man im Anschliff andere, schwarze, stengelige Gebilde, die nicht erklärt werden können.

Das Vorhandensein von *Chara* in Kalken, die in mancher Hinsicht stark an eigentliche Süßwasserkalke, z. B. an den Wetterkalk der ostschweizerischen Molasse, erinnern, weist auf eine kurzfristige, nur lokal ausgebreitete, kontinentale Phase im Gebiet der Hinterriff-Zone hin, die von einer Süßwasserperiode eingeleitet wurde und zur Zeit der Ablagerung der darüber befindlichen roten Tone ihr Ende fand. Im Hinblick auf die später zu besprechende Genese der anderwärts auftretenden Bauxite sei ausdrücklich auf das Vorhandensein kontinentaler Süßwasserbildungen hingewiesen. Immerhin ist die Möglichkeit einer Einschwemmung der *Chara* in marine Kalke nicht a priori auszuschließen, ein absolut gültiger Beweis für eine kontinentale Ablagerung ist also nicht erbracht.

(2) Bauxite und verwandte Bildungen.

Die im folgenden beschriebene Gesteinsgruppe ist durch ihren kontinentalen Charakter gekennzeichnet. Die einzelnen Untergruppen werden gesondert behandelt.

aa. Bauxite:

Echte Bauxite wurden in unserem Gebiet an zwei Stellen gefunden: an der Grava del Ferro, einem Tälchen, das zwischen Pesco Falcone und Mte Amaro in die Depression von Caramanico herunterzieht, ungefähr auf 1500 m Höhe und am Nordabfall des Colle Ardinghi gegen die Schlucht von Pacentro.

Das Vorkommen Grava del Ferro stellt einen kleinen, nicht viel mehr als 10 m langen Aufschluß dar. Der dichte, gelbliche Kalk der Oberkreide ist an der Basis des Lagers stark zerklüftet, die Klüfte sind gegen oben hin erweitert, und bilden einige größere Taschen. An der Basis und den Seiten der Taschen ist der Kalk stark rötlich verfärbt, stellenweise wird er von roten, limonitischen Adern förmlich durchzogen und täuscht so eine regelrechte Brekzie vor. Die Taschen selber sind von einer rötlichen, erdigen terra rossa-Masse angefüllt, in der erbsengroße, bald größere, bald kleinere Bauxitpisolithe unregelmäßig verteilt und stellenweise durch Kalzit zusammengekittet sind.

Das zweite Vorkommen des Colle Ardinghi ist bedeutend ausgedehnter, aber immer noch weit davon entfernt, wirtschaftlich ausbeutbar zu sein. Die geologischen Zusam-

menhänge sind hier bedeutend weniger deutlich, weil Bauxite an eine größere und ziemlich komplexe Bruchzone gebunden sind. In der Hauptsache erkennt man einen ca. 80 m langen, mit terra rossa bedeckten Geländestreifen, auf dem zahlreiche Klumpen und Knollen eines grobporolithischen Bauxites gefunden werden; viel häufiger sind unregelmäßig verteilte, isolierte Pisolithe.

Das Liegende des Vorkommens wird von außerordentlich harten, dichten, rötlichen Kalken gebildet, die leider keine Fossilien enthalten. Gegen Norden zu, d. h. gegen die Schlucht von Pacentro, ist das Vorkommen durch eine Bruchzone begrenzt.

Die folgende lithologisch-mikroskopische Beschreibung verdanken wir Herrn T. OENAY, der so freundlich war, einige Dünnschliffe von unserem Material im Rahmen seiner Arbeit über die anatolischen Schmirgellagerstätten zu untersuchen (529).

Durch terra rossa-Bildungen verfestigte Kalkbrekzie vom Colle Ardinghi.

Die geologische und stratigraphische Position ist, wie schon erwähnt, nicht genau zu erkennen. Mikroskopisch handelt es sich um eine zuckerkörnige Kalzitkristallbrekzie, offensichtlich ein Relikt des ursprünglichen Muttergesteins, das durch Verwitterungsvorgänge und terra rossa Bildung weitgehend verändert worden ist. Stellenweise finden sich Nester und kleine Linsen von Limonit und anderem Erz.

Roter Bauxitporolithsand mit kalzitischem Bindemittel von der Grava del Ferro.

Unter dem Mikroskop sieht man Fe-reiche, dunkle, rotbraune-schwarze Pisolithe, die fast isotrop sind und nur zuweilen in der Schale leicht aufhellen, ferner unregelmäßig begrenzte bauxitische Aggregate («grains» de LAPPARENT, 423) und wolkige, manchmal dentritisch mit der Grundmasse verwachsene Erzanreicherungen. Das Bindemittel besteht aus rekristallisiertem Kalzit. Obwohl die bauxitische Natur unter dem Mikroskop nicht eindeutig festzustellen ist, sind hier wahrscheinlich Bauxitporolithe von einer kalzitischen Masse durchsetzt, die das ursprünglich rein bauxitische Gesteine teilweise verdrängt hat.

Hydrargyllit-Diaspor-Bauxit vom Colle Ardinghi.

Makroskopisch erkennt man einen Fe-reichen Bauxit mit zahlreichen mittelgroßen dunkelroten Pisolithen und Körnern. Unter dem Mikroskop sieht man in einer braun-schwarzen, fast völlig undurchsichtigen, optisch isotropen, einschüssigen, koagulierten Grundmasse (stark Fe-haltiges Eisen-Alumogel) zahlreiche sehr kleine Pisolithe eingelagert. Teile der Grundmasse sind von neugebildeten Hydrargyllit-Aggregaten durchwachsen. Die kleinen, gut abgerundeten, konzentrisch-schaligen Diasporporolithe schließen kleine Rutil- und Turmalinkörner ein. Einzelne erkennbare Schrumpfungsrisse sind mit Hydrargyllit ausgefüllt. Die großen, manchmal ein wenig abgerundeten Pisolithe bestehen ebenfalls aus einer sehr Fe-reichen Eisen-Alumogel-Hauptmasse. Die äußerste Rinde zeigt öfters wellige Umrisse, auch erkennt man hier und da Hydrargyllit in Schrumpfungsrissen und in sekundären Zwischenräumen.

bb. Roterden und andere mit Bauxiten verwandte Gesteine:

Neben den Bauxiten treten im Untersuchungsgebiet häufig Ansammlungen von Roterden auf. An dieser Stelle sollen nur an verschiedene stratigraphische Niveaus der Kreide gebundene Roterde-Bildungen erwähnt werden. Außer ihnen sind, wie überall im Mittelmeergebiet, jüngere und rezente terra rossa-Bildungen häufig, die aber immer an bestimmte morphologische Formen gebunden sind.

Die stratigraphisch eingelagerten Roterde-Bildungen der Oberkreidehorizonte sind wahrscheinlich meistens Ausläufer von eigentlichen Bauxitvorkommen, man erkennt deutlich, daß es sich um Einlagerungen in die Kreidekalke der Hinterriffzone handelt. Derartige terra rossa-Bildungen fanden wir in den Profilen des Colle Ardinghi, des Mte. Porrara und der Serra Carracino, am Mte. Mucchia, in einer stark mylonitisierten Zone an der ersten Straßenkurve der Straße Popoli-Aquila und an zahlreichen Stellen

zwischen der Valle Serviera und der Valle di Macchia lunga, Lithologisch kann man drei verschiedene Bildungen unterscheiden:

1. Roterde, die im Terrain undeutlich umgrenzte Flecken bildet und meistens, was namentlich in den stratigraphischen Profilen erkennbar war, von rötlichen, erdigen Zwischenlagen der dichten Kalke herrührt.

2. Braune, rotbraune und graue Tone, die vor allem im Profil der Serra Carracino auftreten, aber auch an einigen Stellen der Valle Serviera und des Mte. Porrara. Sie enthalten weder Makro- noch Mikrofossilien und sind sehr erzeich (vorwiegend limonitisiert).

3. Ockergelbe, splitterig zerfallene Tone und tonige Mergel, die ebenso fossilifer sind und ebenfalls stark limonitisiert erscheinen. Sie treten auch als Einschaltung in den dichten gelben Kalken auf. In einer weiteren Untersuchung sollte festgestellt werden, ob es sich hier ebenfalls um Bauxit handelt, da das Gestein am Handstück eine außerordentliche Ähnlichkeit mit den gelben Bauxiten Istriens aufweist.

Auf den stratigraphischen Profilen wurden die roten Kalke, die vor allem in Profil von Serra Carracino auftreten, besonders ausgeschieden. Es handelt sich um normale, dichte Hinterriffkalke, die durch Einschwemmung von extrem feinem, limonitisch-tonigen Material rot verfärbt wurden und so Festlandnähe verraten.

cc. Die Genese der Bauxite und der bauxitischen Gesteine.

Zahlreich sind die mit der Frage der Entstehung der Bauxite verbundenen Probleme und die von verschiedenen Autoren gegebenen Deutungen. Wir stützen uns im Folgenden auf CREMA (195, 204), der besonders die abruzzesischen Bauxite behandelt, auf CAVINATO (128), HARDER (350), de LAPPARENT (423), FOX (293, 294), BLANCK (65), HARASSOWITZ (65, 360) und vor allem auf die ausgezeichnete Darstellung von de WEISSE (828), der wir die meisten der unserer Darstellung zu Grunde liegenden Angaben, entnommen haben.

Man unterscheidet zwei Grundtypen; erstens terra-rossa-Bauxite, die im Verband mit Kalken und Dolomiten auftreten, zweitens lateritische Bauxite, die das Verwitterungsprodukt eines Silikatgesteines darstellen (FOX, WEISSE). Trotz berechtigter Kritik von NIGGLI (519) erscheint uns diese Einteilung vorläufig für die geologischen Belange deutlich und genügend. Für unser Gebiet kommt nur die erste Gruppe in Betracht. Untersucht man den Mineralbestand der Bauxite mikroskopisch, mit der thermischen Differentialanalyse oder röntgengeographisch, so gelangt man zu einer Unterscheidung von Hydrargillit- (Gibbsit), Böhmit- und Diasporbauxiten. Die mikroskopische Untersuchung allein genügt nicht zu einer eindeutigen Bestimmung des Typus.

Die wenigen Dünnschliffe unseres Materials gestatten deshalb keine Zuordnung zu dem einen oder anderen Typus. Herr T. OENAY fand in unserem Material folgende Mineralien: Hydrargillit (Gypsit), Diaspor, außerdem als Hauptmasse ein isotropes Fe-haltiges Alumogel, dessen opake Natur sonst noch anwesende Minerale verdecken kann. Als Uebergangsteile kommen die für Bauxit charakteristischen Mineralien Rutil und Turmalin hinzu. In Ermangelung eigener chemischer Analysen, sei darauf hingewiesen, daß die von CAVINATO und CREMA zitierten Analysen darauf schliessen lassen, daß in den Abruzzen im Sinne von de LAPPARENT (423) sowohl sehr aluminiumreiche, wie auch aluminiumreiche und siliziumreiche Bauxite vorkommen: der Fe^2O_3 -Gehalt schwankt zwischen sehr eisenreichen (25 % Fe^2O_3) und eisenreichen (10—25 % Fe^2O_3) Bauxiten. Diese Daten mögen zu einer allgemeinen Charakteristik unserer Bauxite beitragen.

Zahlreiche Theorien wurden aufgestellt, um das Auftreten der Bauxite in Kalkgesteinen zu erklären; es sei hier nochmals auf die Darstellungen von CAVINATO und de WEISSE hingewiesen. Ohne auf alle Gedankengänge näher einzugehen, halten wir uns hauptsächlich an die Darstellung von de WEISSE. Das geologische Auftreten der Bauxite in Taschen und karstartige Vertiefungen und Klüften, deren häufige Ueberdeckung durch Süßwasser- und manchmal auch Brackwassersedimente, die Verbindung mit stratigraphischen Lücken, die Tendenz stratigraphisch leitende Horizonte zu bilden, die rote Farbe, sowie das Fehlen von Schichtungsercheinungen sprechen alle eindeutig für eine kontinentale Entstehung. Obwohl in unserem Vorkommen der Zusammenhang mit Süßwassersedimenten und mit stratigraphischen Lücken nicht nachgewiesen werden konnte, sind doch alle anderen von de WEISSE aufgeführten Kriterien auch in den SE-Abruzzen verwirklicht mit der einzigen Einschränkung, daß unsere Bauxite zwar vielleicht in der oberen und sicher in der mittleren Kreide vorkommen, aber innerhalb dieser Einheiten an verschiedene stratigraphische Niveaus gebunden sind und nur lokal auftreten.

Es liegt nahe, Vergleiche mit rezenten terra rossa-Bildungen der Mittelmeerländer und mit den Roterde-Bildungen der Tropen anzustellen. Die terra rossa weist durchwegs einen höheren Kieselgehalt auf, so daß Bauxite als desilifizierte terra rossa-Bildungen aufgefaßt werden könnten. In ihrer chemischen Zusammensetzung stehen andererseits die Bauxite den durch Desilifizierung kristalliner Gesteine in einem tropischen Klima entstandenen Lateriten nahe. Die Desilifizierung der terra rossa kann also ein mit der Lateritisierung kristalliner Gesteine verwandter Prozeß sein. Nach FOX (293, 294) können in den Tropen Lateritböden an leicht geneigten, wenig erodierbaren Hängen entstehen, die aus einem laterisierbaren, porösen und deshalb wasserdurchlässigen Gestein bestehen, wobei die eingedrungenen Wassermengen während langer Zeit in Kontakt mit dem umzuwandelnden Gestein gewesen sein müssen.

Nach de WEISSE (828) sind alle oben geforderten Bedingungen auch in den Poljen des dalmatinischen Karst verwirklicht, wo sich ebenfalls in kurzer Zeit große Mengen zusammengeschwemmter terra rossa akkumulieren können, die, in regenreichen Perioden, von schwach alkalischen Kalkwässern durchsickert und so desilifiziert werden. Die gelöste Kieselmenge wird zum Meer transportiert.

Die soeben geschilderte Bildungsweise ist wohl nur in beschränktem Masse für unsere und die meisten anderen abruzzesischen Bauxitvorkommen gültig, weil hier die Bauxitlager größenordnungsgemäß unbedeutender sind als die Poljen des dalmatinischen Karsts. Weiterhin hält die Theorie von de WEISSE nicht mit der Tatsache Rechnung, daß erstens die meisten Bauxitlager in Zusammenhang mit Riffkalken auftreten (HARASSOWITZ, 65), daß zweitens die primären, noch nicht desilifizierten terra rossa-Bildungen in Meeresnähe und geringerer Meereshöhe entstanden sind und daß drittens die Desilifizierung unter anderen hydrologischen Bedingungen als in den hochgelegenen Karstgebieten stattgefunden hat.

Leider ist die Natur und die Entstehungsart der in Riffgebieten auftretenden Roterde-Bildungen nicht genügend bekannt, (vergl. HARASSOWITZ, 65), sonst wäre es möglich, die Entstehungsbedingungen der zahlreichen Oberkreide-Bauxite mit denen gegenwärtig vor sich gehender Prozesse zu vergleichen. WALTHER (820) weist auf Roterden von rezenten Koralleninseln hin und deutet sie in Anlehnung an MURRAY und GUPPY als in karstartige Vertiefungen eingelagerte, lateritisierte, vulkanische Tuffe.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß mit Bauxiten zusammenhängende Roterdevorkommen in unserem Gebiet oft auffallend an Bruchzonen gebunden sind. Vermutlich ist die typische Karsthydrographie unseres Gebietes dafür verantwortlich, daß erst in jüngerer Zeit aufgearbeitete, größere Bauxit- und terra rossa-Vorkommen im unterirdischen Karstsystem verfrachtet und wieder abgelagert wurden, wobei die Brüche den Weg der Gewässer bestimmten. So kann außerdem noch das Vorkommen von Bauxiten in verschiedenen stratigraphischen Horizonten zum Teil erklärt werden.

Zusammenfassend stellen wir uns die Entstehung der Bauxite unseres Gebietes folgendermassen vor: In einer kurzfristigen Emersionsphase einzelner Areale unseres, in tropischem oder subtropischem Klima gelegenen Riffkomplexes, namentlich in der Hinterriffzone, verwitterte Kalk karstartig. Als Verwitterungsrückstand entstand terra rossa, die in den Vertiefungen zusammengeschwemmt und in stetem Kontakt mit alkalischem Wasser desilifiziert wurde, was zur Bildung von Bauxiten führte. Diagenetische

Prozesse, vielleicht auch Anfänge einer Epimetamorphose, führten schließlich zur Bildung von Diaspor. Alle diese Prozesse konnten sich mehrmals wiederholen, da nur geringe epirogenetische Hebungen oder ein kurzes Sistieren der kontinuierlichen Subsidenz nötig waren, um die Riffregion kurzfristig über den Meeresspiegel zu heben. Somit treten die Bauxitvorkommen in verschiedenen stratigraphischen Horizonten auf.

5. Fossilinhalt

a. Einleitung.

Der Fossilinhalt wurde nach den im Kapitel II/D beschriebenen Methoden bestimmt und zwar wurden im Gegensatz zu den darüberliegenden stratigraphischen Einheiten des Tertiärs die im gesamten Kreidekomplex gefundenen Fossilien in einer Liste beisammen gelassen, weil den einzelnen durch Fossilien belegten, stratigraphischen Stufen keine im Felde durchgehend verfolgbaren, lithologisch charakterisierten Horizonte entsprechen.

b. Fossilien

(1) Foraminifera:

Choffatella sp. (?), basale Oberkreide, Mte. Porrara.
Orbitolina sp., mittlere Kreide, Profil Gole di Popoli, Schiena d'Asino, Valle Trabuzzi. Es handelt sich um Formen, die *O. conoidea* GRAS und *O. concava* LAMARCK sehr nahe stehen.

FOSSA-MANCINI (292), erwähnt aus dem Museum von Pisa aus einer Sammlung von PILLA von der Maiella, noch *Orbitolina concava* LAMARCK, *O. mamillata* d'ARCHIAC, *O. conoidea* GRAS, *O. boehmi* PREVER und *O. paronai* PREVER.

Textularien, *Verneuliniden* und *Milioliden* treten häufig gesteinsbildend in den dichten braunen Hinterriff-Kalken der Montagna del Morrone, des Monte Porrara und der südlichen Maiella auf. Unter den Milioliden erkennt man die Gattungen *Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, *Sigmoilina*, *Pyrgo* und *Nummuloculina*. Wenn wir auch keine leitenden Formen der oben erwähnten Familien fanden, so ist doch eine faunistische Ähnlichkeit unserer Miliolidenkalke mit gewissen Typen des Schrattenkalkes (Urgonien) der helvetischen Decken und mit Handstücken des mittelmittelkretazischen El Abra Kalkes von Mexiko vorhanden.

Ovalveolina cf. *ovum* d'ORBIGNY, Cénomanien, Profil Jaccione und Westseite der Maiella unter Punkt 2434. An dieser Stelle muß erwähnt werden, daß die von SILVESTRI (710) beschriebene Form der *Alveolina maiellana* unseres Erachtens kaum aus Cénomanien der Maiella stammen kann, und daß es sich wahrscheinlich um eine der großen Formen des oberen Untereozäns handelt, die offenbar zusammen mit den oben erwähnten Orbitolinen eine gemeinsame, summarische Etiquette mit der Herkunftsbezeichnung «la Maiella» erhielt. Die *Alveolina maiellana* machte eine wahre Odyssee mit, als deren Endresultat schließlich noch ein halbes Exemplar als Holotypus übrig blieb und keine weiteren Exemplare mehr aufgefunden werden konnten!

Lageniden und *Buliminiden* treten in zahlreichen Handstücken in untypischen Formen auf (*Cri-stallaria* sp., *Bulimina* sp.) In den klein-mittelkörnigen Kalken der Vorriff-Zone treten häufig kugelige Foraminiferen auf, die in den Kreis der von WANNER (823) näher beschriebenen Formen *Orbulinaria* sp. usw. gehören. treten in großen Mengen in den scaglia-Kalken der Vorriff-Zone (nördl. Maiella und Morrone) auf.

Globigerinen
Globobuliminae: Für die Stratigraphie der oberen und mittleren Kreide des Untersuchungsgebietes sind die Globotruncanen von größter Bedeutung. Ihre Bestimmung erfolgte in Dünnschliffen, in günstigen Fällen sogar in Anschliffen. Diese

Bestimmungsart genügt sicher nicht den strengen Anforderungen der heutigen Mikropaläontologie ist aber für die Festlegung der Stratigraphie ausreichend, wie das die Arbeiten von RENZ (594), BOLLI (66) und anderen gezeigt haben. Zur Abklärung nomenklatorisch-systematischer Fragen wurden die Arbeiten von CITA (169), MORNOD (495) und REICHEL (588) herangezogen.

Wir stellten folgende Formen fest:

Globotruncana (Globotruncana) stephani GANDOLFI: Cénomanien-basales Turonien; Profil Gole di Popoli, Morrone di Pacentro bei P. 1879 in einer Brekzie, Monte Roccatagliata.

Globotruncana (Rotalipora) appenninica RENZ: Cénomanien-basales Turonien; Profil Gole di Popoli, Schiena d'Asino, Monte Roccatagliata, Mucchia di Caramanico.

Globotruncana (Gtr.) renzi THALMANN-GANDOLFI: oberes Cénomanien-basales Turonien; Profil Gole di Popoli.

Globotruncana (Gtr.) lapparenti lapparenti BROTZEN: Turonien-unteres Maestrichtien; Profile Gole di Popoli, Pianogrande, Madonna della Mazza, Pennapiedimonte, Iaccione und am Aufstieg gegen den Fondo di Femmina morta.

Globotruncana (Gtr.) lapparenti tricarinata QUEREAU, Turonien-unteres Maestrichtien; Profile Le Piane, Madonna della Mazza, Pennapiedimonte und Iaccione.

Globotruncana (Gtr.) lapparenti coronata BOLLI, Mittleres Turonien-Santonien; Profil Madonna della Mazza.

Globotruncana (Gtr.) leupoldi BOLLI: Mittleres Campanien-Maestrichtien; Profile Le Piane, Madonna della Mazza und Iaccione, Nordseite der Cima delle Morelle.

Globotruncana (Gtr.) stuarti de LAPPARENT: Maestrichtien-oberstes Campanien; Profile Madonna della Mazza und Le Piane.

Gümbelinen kommen gemeinsam mit Globotruncanen in vielen scaglia-Kalken des Untersuchungsgebietes vor.

Rotalia sp. erscheint in einigen Dünnschliffen des Maestrichtiens der Profile Le Piane, Monte Amaro und am Monte d'Ugno.

Calcarinidae: Siderolites calcitrapoides LAMARCK und *Siderolites cf. vidali* DOUVILLE, treten in den Rudistentrümmerkalken der Vorriff-Zone des Maestrichtien auf und zwar im Profil Monte Amaro, auf der Nordseite der Cima delle Morelle und am Monte d'Ugno.

Orbitoididae: Omphalocyclus macropora LAMARCK: Fragliche Fragmente hiervon wurden im Maestrichtien des Profil Monte Amaro und am Monte d'Ugno gefunden.

Orbitoides spp., *Orbitoides media* d'ARCHIAC, *Orbitoides cf. tissoti* SCHLUMBERGER, treten ebenfalls in den Rudistentrümmerkalken des Maestrichtien auf, z. B. am Monte della Grotta, in den Profilen Monte Amaro, Maiella p. 2578, am Monte d'Ugno und der Nordseite der Cima delle Morelle.

Simplorbites sp.: Maestrichtien; Profile Monte Amaro und Monte d'Ugno.

Monolepidorbis sp.: Maestrichtien; Profile Monte Amaro und Mte. d'Ugno.

(2) Radiolaria:

Formen dieser Ordnung wurden in einem Schliff eines Kieselknollens bei der Ruine von Popoli gefunden. Es handelt sich wahrscheinlich um Oberkreide (vergl. Seite 74).

(3) Hydrozoa:

Da den Gattungen und Arten dieser Ordnung nur beschränkte stratigraphische Bedeutung zukommt und da die wenigen gefundenen Exemplare untypisch waren, wurden sie nicht näher bestimmt. Wir entnehmen der kurzen, aber ausgezeichneten Zusammenfassung von PARONA (544), daß im zentralen und südlichen Apennin in der unteren Kreide *Ellipsactinia* spp., in der mittleren Kreide *Ellipsactinia* spp., *Milleporidium* sp. und *Aprutinopora* sp., in der Oberkreide vor allem aber Stomatoporen mit der typischen Form *Stomatopora virgiloi* OSIMO auftreten. Man findet Hydrozoenkalke am Colle delle Vacche (vergl. BENEÓ, 43),

im Profil Morrone di Pacentro und in den Steinbrüchen westl. Campo di Giove, sowie an einigen anderen Orten in den Hügeln von Campo di Giove.

(4) Hexacoralla:

Auch hier wurden kleine Formen bestimmt, wir verweisen wiederum auf die Arbeit von PARONA (544). De ANGELIS d'OSSAT (13) erwähnt von der Schiena d'Asino *Isastrea* sp., Korallen der mittleren und oberen Kreide treten häufig in Kolonien auf, vor allem in den Steinbrüchen westl. Campo di Giove (an der Straße nach Cansano) und in den Kalken der Montagna del Morrone.

(5) Echinodermata:

Sie treten in Form von Trümmern, vor allem in den Echinodermenkalken der mittleren und unteren Kreide des Morrone, auf. Hier handelt es sich zur Hauptsache um Crinoidenglieder.

(6) Brachiopoda:

Zahlreiche Rhynchonellen wurden an einer Stelle oberhalb Roccacasale in einem Pseudoolith der mittleren Kreide gefunden. Die schlecht erhaltenen Exemplare wurden nicht bestimmt. Ein ähnliches Massenaufreten von Rhynchonellen wird von PARONA (544) aus dem Cénomanien des Colle Pagliare beschrieben. Dort handelt es sich um *Rhynchonella chelussii* PARONA. Unsere Formen weisen keine Ähnlichkeit mit dieser auf. Südwestlich unseres Gebietes ist noch die große Form *Rhynchonella peregrina* BUCH der unteren Kreide nachgewiesen worden.

(7) Ostracoda:

In zahlreichen Dünnschliffen wurden Schnittbilder dieser Organismen festgestellt. Sie treten sowohl in der Hinterriffzone als auch in der Vorriffzone auf. Besonders zahlreich sind sie in einem Handstück der Valle di Macchia lunga vorhanden.

(8) Pachydonia:

Die meisten Riffkalke unseres Gebietes sind Rudistenkalke. Diese fossilen Organismen finden sich meist als Fragmente oder negative Abdrücke. Sie sind meistens innig mit dem umgebenden Gestein verbunden und lassen sich kaum isolieren. Eine Bestimmung der verschiedenen Formen war deshalb nicht möglich. Besonders große Exemplare von Rudisten fanden wir in den Hügeln von Campo di Giove, sehr zahlreich treten sie auch in der Valle di Macchia lunga, in der Valle Serviera, der Muchia di Caramanico und am Morrone auf. SACCO (625) erwähnt aus der Valle di Macchia lunga: *Toucasia carinata* MATHERON; de ANGELIS d'OSSAT (13) von der Schiena d'Asino: *Hippurites (Batolites) organisans* MONTFORT des Santonien; PARONA (544) erwähnt aus der Umgebung von Cansano: *Toucasia carinata* MATHERON, des Urgonien und *Hippurites (Vaccinites) giganteus* d'HOMBRE-FIRMAS des Cénomanien. Der Vollständigkeit halber erwähnen wir die von PARONA aufgezählten leitenden Rudisten-Formen der Abruzzen. Die Nomenklatur von KUEHN (416) wurde hierbei berücksichtigt.

Maestrictien:	<i>Hippurites (Orbignya) lapeirousi</i> GOLDFUSS <i>Hippurites (Hippuritella) cornucopiae</i> DEFANCE <i>Pironea polystyla</i> MENEGHINI <i>Lapeirousia jouanetti</i> BAYLE <i>Bournonia bournoni</i> FISCHER
Campanien:	<i>Hippurites (Orbignya) radius</i> des MOULINS <i>Hippurites (O.) colliciatius</i> WOODWARD <i>Praeradiolites hoeninghausi</i> TOUCAS <i>Radiolites angeiodes</i> LAMARCK
Santonien:	<i>Hippurites (Vaccinites) galloprovincialis</i> MATHERON <i>Hippurites (V.) cornuvaccinum</i> BROWN <i>Hippurites (V.) gaudryi</i> MUNIER-CHALMAS <i>Radiolites angeiodes</i> LAMARCK <i>Bournonia excavata</i> DOUVILLE <i>Durania austiniensis</i> PARONA
Coniacien:	<i>Hippurites (Vaccinites) giganteus</i> d'HOMBRE-FIRMAS <i>Hippurites (V.) taburni</i> GUISCHARDI

Turonien:	<i>Hippurites (Vaccinites) praegiganteus</i>	TOUCAS
	<i>Hippurites (V.) gosaviensis</i>	DOUVILLE
	<i>Hippurites (Hippuritella) requieni</i>	MATHERON
	<i>Radiolites lusitanicus</i>	PARONA
	<i>Radiolites trigeri</i>	TOUCAS
	<i>Durania cornupastoris</i>	PARONA
	<i>Durania arnaudi</i>	DOUVILLE
	<i>Sauvagesia sharpei</i>	DOUVILLE
	<i>Plagiptychus aguilloni</i>	d'ORBIGNY
	<i>Sauvagesia nicaisei</i>	FISCHER
Cénomanien:	<i>Polyconites operculatus</i>	ROULLAND
	<i>Apricardia carentonensis</i>	d'ORBIGNY
	<i>Apricardia laevigata</i>	d'ORBIGNY

Eine besondere stratigraphische Position wird von den calcari ad-anellini CREMA's eingenommen. Die zahlreichen, in diesen Kalken erkennbaren Querschnitte gehören nach PARONA (543) zu einer Form von *Requienia* sp. und zu *Monopleura* sp. Ein gleichartiger Kalk wurde von uns auf dem Gipfel des Colle Ardinghi gefunden, er enthält außer den oben erwähnten Formen noch Gasteropoden. Nach PARONA ist der Kalk für Cénomanien leitend und steht in enger Beziehung zu Bauxit-lagerstätten. Dies gilt sowohl für die gesamten Abruzzen als auch in besonderem für unser engeres Untersuchungsgebiet.

(9) Gastropoda:

Zahlreiche Gastropoden treten in der Riffzone und der Hinterriffzone unseres Gebietes auf. Ihre Verbreitung deckt sich mit derjenigen der Rudisten. Es handelt sich in den meisten Fällen um Nerineen der Gattungen *Nerinea* und *Iteria*. Der Verbreitung der Gastropoden scheint insofern in unserem Gebiet eine gewisse Bedeutung zuzukommen, als sie nach SACCO (623, 625) und PARONA (543) im Turonien und im Cénomanien häufiger sind als in den oberen Schichten.

(10) Thallophyta:

Wie oben erwähnt wurden im Kern der Dolomitpisolithe von Roccacasale Algen gefunden, die *Girvanella* nahestehen. In anderen Schliffen wurden Lithothamnien und Siphoneen gefunden. Eine besondere Stellung als Anzeiger einer Süßwasser- oder Brackwasserfazies nehmen noch *Chara* sp. und *Characeites* sp. des Profils Serra Carracino ein.

c. Paläontologisch-stratigraphische Resultate.

Die obenstehende Fossilliste erschöpft keineswegs die gesamte Mannigfaltigkeit der in den Kreidekalken auftretenden Fossilien, hingegen gibt sie eindeutige Auskunft über die Stratigraphie. Tatsächlich sind vom Urgonien bis zum Maestrichtien alle Stufen der Kreide durch Fossilien belegt. Im eigentlichen Riffgebiet sind durch Fossilien nur die tiefsten und die höchsten Niveaux dieses stratigraphischen Intervalls beweisend angezeigt. Leitende Formen, auch der dazwischen liegenden Stufen, wurden aber durch PARONA (543) in den nahen Monti d'Ocre bei Aquila nachgewiesen. In der Vorriff-Fazies gelang es uns, mit Globotruncanen als Leitfossilien, alle Stufen von Cénomanien bis Maestrichtien nachzuweisen, während in der Hinterriffzone keine stratigraphischen Leitformen gefunden werden konnten. Ob und wie das Danien in unserem Gebiet vertreten ist, und ob wir diese Stufe eher alter Tradition gemäß in die Kreide oder nach den neuesten Anschauungen in das unterste Paleozän stellen müssen, bleibt noch eine offene Frage.

Nach Y. GUBLER & POMEYROL (341) unterscheidet sich in Südfrankreich das marine Danien vom Maestrichtien, einerseits durch das Fehlen von Sideroliten und Orbitoiden und durch das exklusive Auftreten von *Globotruncana stuarti*, d.h. ohne Formen des *lapparenti*-Kreises nur zusammen mit Globigerinen, andererseits durch das neu auftretende Faunenelement *Miscellanea* sp., das dann bis ins Untereozän hinein persistiert. Zu ähnlichen Schlüssen kommt auch SCHAUB (658) für das Gebiet des schweizerischen Schlierenflyschs, obwohl er *Miscellanea* dort nicht nachweisen konnte. RENZ (594) konnte an der Obergrenze der Kreide eben-

falls eine sehr schalmächtige Zone nachweisen, welche ausschließlich *Globotruncana stuarti* enthält, einen Schichtenabschnitt, den er, allerdings nicht *explicite*, dem Danien zuweist.

Diesen Anschauungen stehen die neueren von BOLLI (67), BROENNIMANN (92) und REICHEL (589) gegenüber. Diese Autoren neigen dazu, das Danien als unterste Stufe des Paleozäns zu betrachten. Diese ist vor allem durch die Abwesenheit von *Globotruncana stuarti* gekennzeichnet. Nach REICHEL wäre es wünschenswert eine Obereinheit das Danomontien einzuführen und diese in eine untere Zone ohne *Globorotalia* und eine obere Zone mit *Globorotalia* zu unterteilen.

Wie dem auch sei, scheint die Frage noch nicht restlos abgeklärt zu sein. Von unserem Gebiet mit dominierender Riff- und Riff-naher Fazies ausgehend, scheint das Problem jedoch kaum lösbar.

Das wichtigste stratigraphische Resultat ist somit folgendes: Alle Kreidehorizonte vom Urgonien an aufwärts sind zwar paläontologisch nachgewiesen, keiner dieser Horizonte ist aber über das ganze Gebiet oder über wesentliche Teile des Gebietes durch eine einheitliche, und konstante lithologische Ausbildung gekennzeichnet. Kein einziger Horizont kann deshalb im Terrain durchgehend verfolgt werden. Die Lage der Etagengrenzen kann nur in den günstigsten, mikrofossilreichsten Profilen mit ausreichender Präzision angegeben werden.

Dies hat uns auch dazu veranlaßt, alle in der Kreide gefundenen Fossilien, deren vertikale Verbreitungsbereiche sich vielfach decken, oben in einer gemeinschaftlichen Liste zusammenzustellen; die genaue stratigraphische Lage für einzelne Spezies kann ja für einzelne günstige Spezialprofile aus der Zusammenstellung der letzteren in Abschnitt A 2 entnommen werden.

Es sind nun auch die eingangs des Kapitels erwähnten Schwierigkeiten verständlich, welche bestehen, wenn man versucht, die relativ detaillierte Einteilung der Kreide, wie sie in solchen günstigen Profilen auf mikropaläontologischer Basis möglich ist, für eine Kartierung des gesamten Kreidegebietes im Terrain auszuwerten. Solche Schwierigkeiten haben uns also bestimmt, in den graphischen Beilagen zur vorliegenden Arbeit, der Kartenskizze und den Uebersichtsprofilen 1:50 000, die Kreide nirgends weiter unterzuteilen.

Die meisten der verschiedenen, in Abschnitt A 4 eingehend analysierten, lithologischen Gesteinstypen können somit nicht eindeutig einem der paläontologisch charakterisierten Horizonte der Kreide zugewiesen werden, sondern treten bald hier, bald dort in verschiedener stratigraphischer Höhe auf. Immerhin ist deren horizontale und vertikale Verbreitung in der Kreideserie nicht gänzlich regellos. Bereits im Abschnitt A 4 wurde versucht, die verschiedenen Gesteinstypen nach modernen Grundsätzen faziellen und bathymetrischen Zonen eines «Riffkomplexes» mit seiner weiteren Umgebung zuzuweisen. Als kombiniertes Resultat von Lithologie und Stratigraphie soll im folgenden Abschnitt die vertikale und laterale, räumlich-geographische Lage der Fazieszonen in der Kreide des Untersuchungsgebietes zusammenfassend betrachtet werden und sollen die paläo-ökologischen Verhältnisse, unter welchen man sich die verschiedenen Fossilassoziationen und Gesteinstypen der Kreideserie entstanden denken muß, rekonstruiert werden.

6. Paläogeographie und Paläo-Oekologie

a. Einführung.

Die Zeichnungen (Tafel VI) zu diesem und den folgenden Kapiteln stellen subjektiv gefärbte Interpretationen der Feldbeobachtungen und der nachfolgenden Untersuchungen dar. Auf den Kärtchen ist die Faziesverteilung im heutigen Aufschlußbereich der

Kreide angedeutet; eine Verteilung, die sich aber mit der ursprünglichen (abgewickelten) im Ablagerungsraum praktisch gut decken dürfte, da, wie wir sehen werden, die gesamten Beträge des Zusammenschubs wohl kaum wenige Kilometer überschreiten. Immerhin ist zu berücksichtigen, daß eine solche Ausglättung und «Abwicklung» der Faziesräume nur dazu beitragen kann, die brüskten Uebergänge zwischen einzelnen Fazies-Zonen zu mildern und zu überbrücken, die sich dann manchmal ergeben, wenn man versucht, fazielle Unterschiede, wie in den genannten Kärtchen gesehen, in den heutigen, etwas zusammengeschobenen Kartenbereich der Kreideverbreitung einzutragen. Wir teilen die einzelnen Fazieszonen in Subzonen ein, die den in der Einleitungs Seite 17 erwähnten Lithotopen und Biotopen entsprechen.

b. Allgemeine Bedingungen.

Zur Kreidezeit stand unser Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme seines östlichsten Teils, im Bereich der zentral-italienischen Riffschwelle. Es ist dies ein Gebilde, das in N—S-Richtung quer durch den mittleren Abschnitt der Apenninenhalbinsel zieht. Die Grenze im Nord-Westen ist die große Bruchschleppung des Ostrandes der Monti Sibillini und ihre bis nach Tivoli bei Rom gelangende Fortsetzung; diese Grenze entspricht der von RENZ (594), BEHRMANN (34), SCARSELLA (652) und von anderen Autoren beschriebenen Faziesgrenze zwischen umbrischer und abruzzesischer scaglia-Ausbildung. Im Süd-Osten erkennen wir den Verlauf der Grenzlinie von Guardiagrele nach Castel di Sangro; bis hier ist sie die Faziesgrenze zwischen abruzzesischer Fazies und der argille-scagliose Fazies der Molise. Noch weiter südlich aber reicht die Grenzlinie in eine Zone starker tektonischer Beanspruchung bis zum nördlich von Neapel gelegenen Vulkan der Roccamonfina.

Die nordöstliche Grenze der abruzzesischen Schwelle ist durch die Pliozänbildungen der adriatischen Küste verdeckt, sie dürfte aber unter der Bedeckung den äußeren Massiven der Montagna dei Fiori, des Gran Sasso d'Italia und der Maiella in nur kurzer Distanz von deren topographischen Außenrand entlang ziehen, da am adriatischen Außenrand dieser Massive bereits die Tendenz zum faziellen Uebergang in die umbrische Fazies festzustellen ist. (MORETTI, 493; BONARELLI, 68).

Die zentralitalienische Riffschwelle findet in den Massiven des Matese, des südlichen Campaniens und der Basilicata ihre südliche Fortsetzung.

Der östliche Teil des Untersuchungsgebietes ist der Zone der argille scagliose der Molise (Molisezone von STAUB, 733, 735) zuzuordnen, diese erstreckt sich von Guardiagrele bis an die nordwestliche Ecke des Golfes von Taranto.

Wir gehen kaum fehl, wenn wir für die Zeit der Kreide ein mildes, tropisches bis subtropisches Klima annehmen, mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von ca. 25 °. Das Meereswasser hat normale Salinität.

Im allgemeinen waren die Durchlüftungsverhältnisse im Meer gut bis sehr gut. Die Sedimente des Gebietes sind neritischer Entstehung.

c. Fazieszonen.

Wir unterscheiden fünf Fazieszonen mit verschiedenen Subzonen, wovon vier irgendwie mit der Riffzone in Zusammenhang stehen.

(1) Kontinentale Fazies:

Es liegen keine Anzeichen für größere Zonen kontinentaler Fazies, wohl aber für ein momentanes und lokal beschränktes Auftauchen von Riffbrekzien aus dem Meere vor.

Es kam zur Bildung von terra rossa-Ablagerungen, die zur Bauxitbildung führten. Lokales Aussüßen des Meereswassers bezeugen die, ein brackisches oder limnisches Milieu anzeigenden, *Chara*-Oogonien.

(2) Hinterriff-Fazies:

Aus ihr stammen die meisten Sedimente der Montagna del Morrone, der Maiella und des Monte Porrara. Unter den oben angedeuteten klimatischen Bedingungen bildete sich hinter dem Riff eine lagunenartige Zone mit ruhigem, klarem, untiefem, mit Kalziumkarbonat übersättigtem, vorwiegend genügend bis gut durchlüftetem Wasser. Hier bildeten sich folgende Subzonen aus:

aa. Subzone der dichten gelben, braunen Kalke, mit intensiver Kalkausfällung (vergl. S. 78) und oft mit benthontischen Biozosen, in denen Milioliden als dominierende, Oovalveolinen als Nebenformen und andere Foraminiferen (Textularien usw.) als untergeordnete Formen vorhanden sind.

bb. Subzone der Echinodermenkalke; sie ist vielleicht der vorgenannten Subzone unterzuordnen und ist durch Crinoiden- und Rhynchonellen-Biozosen gekennzeichnet.

cc. Subzone der oolithischen und pseudo-oolithischen Kalke, mit etwas stärkerer Wasserbewegung und Wellentätigkeit, ebenfalls mit Milioliden.

dd. Subzone der Dolomite und dolomitischen Kalke. Der frühdiagenetische Prozeß, der zur Dolomitisierung führte, ist wahrscheinlich von einer in der Nähe des Profils Roccacasale gelegenen Lücke des Riffs ausgegangen. Wahrscheinlich führten Schwankungen des bodennahen Wassers und klimatische Schwankungen zur heutigen Verteilung der dolomitischen Fazies (vergl. S. 84).

(3) Riff-Fazies:

Ihre Begrenzung ist durch die Grenzzone von Vorriff und Hinterriff gegeben. Wir konnten sie am Colle delle Vacche, am Monte Rotondo, am Colle Affogato des Morronegebietes, sowie an der Maiella in einer Zone, die etwa vom Pesco Falcone gegen Palombarò und Fara San Martino hinzieht, feststellen. Für diese Zone gelten die schon oben erläuterten allgemeinen Bedingungen.

aa. Subzone der Riffkalke: Diese bilden massige Bänke, also Biostrome und «shoal-reefs». Dick linsenförmige Riffbildungen (Bioherm) konnten nicht nachgewiesen werden. Rudisten-Biozosen waren fleckenweise entwickelt. Die Individuen «standen aufrecht, Seite an Seite, so eigentliche bouquets bildend» nach DESA-CHEAUX, 222), Individuen gleicher Größe traten gemeinsam auf. Das Vorhandensein so gearteter einförmiger Biozosen von Rudisten ist auch in unserem Gebiet nachgewiesen, ebenso häufig sind aber solche, bei denen Korallen die dominierenden Formen bilden und Rudisten nur als Nebenformen auftreten. Eine besondere Stellung nehmen die Hydrozoen-Gemeinschaften ein, die vor allem am Morrone (Profil Morrone di Pacentro, Colle delle Vacche) auftreten. Auch die Orbitolinen der mittleren Kreide lebten wahrscheinlich in dieser Subzone. Eigentliche in der primären Fazies des Riffwachstums erhaltene Riffkalke sind selten und wurden zeitlich und räumlich meistens durch die Subzone bb. verdrängt.

bb. Subzone der grobkörnigen Rudistentümmerkalke: In dieser Zone wurde das eigentliche Riff durch Brandung, Gezeitenströmungen, Wellenbewegung und Wind wieder zerstört. Die dadurch entstandenen Bildungen entsprechen vielleicht teilweise den «shingle ramparts» der von Indonesien beschriebenen Riffe KUENEN (413, 414), UMBGROVE (792—795, 797). Es scheint, als ob die eigentlichen Riffkalke im Verlaufe der Kreide zum größten Teil wieder aufgearbeitet worden wären. Vielleicht sind deshalb deren Ueberreste, Fragmente von Rudisten, Hydrozoen und Korallen, heute zum größten Teil nur in Form von grobdetritischen Kalken vorhanden. Dieser Sachverhalt zwingt uns, die eigentliche Riffzone aus ihren zerstörten Teilen zu rekonstruieren und ihre Grenzen zwischen Vorriff- und Hinterriff-Zone zu interpolieren. Die lokal ausgebildeten Konglomerate (vergl. S. 71) deuten offensichtlich Stromrinnen innerhalb der Riffzone an.

(4) Vorriff-Fazies:

Wir befinden uns hier in der vom Riff meerwärts gelegenen Zone. Die zunehmende Entfernung vom Riff und die größere Wassertiefe bringen eine Abschwächung der störenden Wirkung von Brandung, Wellentätigkeit und Gezeitenströmung mit sich. Während die Subzonen aa. und bb. als hoch-mittelnneritisch betrachtet werden, scheint Subzone cc. sich in der tiefneritischen Zone befinden haben. Die in der Vorriffzone abgelagerten Sedimente sind durch ihre klastische Feinkörnigkeit gekennzeichnet. Das Wasser der Vorriffzone war in ständiger Bewegung und deshalb durchwegs genügend bis gut durchlüftet, es war mit Kalziumkarbonat gesättigt und, wahrscheinlich in direktem oder indirektem Zusammenhang mit vulkanischer Tätigkeit, sehr kieselsäurereich.

aa. Subzone der fein-mittelkörnigen Rudistentrümmerkalke: Der Unterschied zu (3) bb. ist graduell, immerhin scheint die Feinkörnigkeit auf ein Aufhören des Brandungseffektes und auf eine ausschließliche Einwirkung des aus der Brandungszone zurückfließenden Meereswassers zurückzuführen sein. Die Sedimente bestehen zur Hauptsache auch hier aus aufgearbeiteten Riff-Trümmern; in den zur Maestrichtienzeit gebildeten Teilen sind sie aber zusätzlich gekennzeichnet durch eine contemporäre Biozoonose von Großforaminiferen mit *Orbitoides media*, *Orbitoides* spp. und *Siderolites* spp. als dominierende Formen, mit *Simplorbites* sp., *Monolepidorbis* sp. und zahlreichen *Orbulinaria* nahestehenden Formen als normalen Begleitern. Im Cénomanien sind seltene *Ovalveolina*-Arten Gast- oder eingeschwemmte Formen. Die dominierenden Formen zeigen ein warmes Klima, eine ziemlich intensive Wasserbewegung und die dadurch beeinflussten Lebensbedingungen an. Die Quarzdrusen, die in den Gesteinen dieser Subzone, und gleichzeitig in verschiedenen Bruchzonen vorkommen, bezeugen ebenso wie die marmorartigen Kalke eine Auswirkung hydrothermaler Tätigkeit.

bb. Subzone der feinkörnigen bis dichten Kalke: Auch sie nimmt eine Uebergangsstellung ein. Die Feinkörnigkeit weist auf eine sehr schwache Wasserbewegung, doch kann man hier keine typischen Biozoonosen rekonstruieren, es treten vereinzelte Globigerinen und noch seltener Globotruncanen und Gümbelinen auf, die sich in die flacheren neritischen Gewässer verirrt hatten. Zertrümmerte Schalen von Globotruncanen deuten gleichfalls auf ungünstige Erhaltungsbedingungen für die noch nicht durch diagenetische Rekristallisation verfestigten Foraminiferenschalen.

cc. Subzone der scaglia-Kalke mit Globigerinen und Globotruncanen: In dem ruhigen, weiter vom Riff entfernten und

tieferen, neritischen Gebiet kam es zur Ablagerung der feinsten Fraktion des Riffdetritus, die, vermengt mit wenigem tonigem Material und vulkanischem Glas, die eigentlichen Scagliakalke aufbaute. Es liegt ein Sediment vor, das eine Zwischenstellung zwischen einem «calcareous mud» und einem «globigerina ooze» einnimmt. REVELLE (fide KUENEN, 413) schlug hierfür die Bezeichnung «globigerina mud» vor, während NEEB (fide KUENEN, 413) eher von einem «terrigenous mud» sprechen möchte. Aus dem Biotop des überlagernden neritopelagischen Wasserraumes stammen die planktonischen Hauptformen *Globigerina* sp. und *Gümbelina* sp. der typischen Thanatozooenosen der scaglia-Kalke, aber auch die hier nur spärlich und als Nebenformen auftretenden *Globotruncana* sp.

Der Zusammenhang zwischen unseren scaglia-Kalken und denen der umbrischen und der südalpiner scaglia ist deutlich. Die umbrische Ausbildung der scaglia (Typprofil Gubbio von RENZ, 594) ist offenbar kalkärmer und daher mergeliger als diejenige unseres Untersuchungsgebietes, außerdem treten die Globotruncanen als Hauptformen der Thanatozooenosen auf, diese sind in Umbrien ganz allgemein individuenreicher als in unserem Gebiet. Die umbrische Scaglia ist wegen der größeren Entfernung vom Riffgebiet der Abruzzen, durch eine stärkere Zufuhr tonigen Materials, sei es vulkanischen, sei es terrigenen Ursprungs, gekennzeichnet. Ein weiterer Typus dieser Entwicklungsrichtung ist die von GANDOLFI (312) und CITA (169) beschriebene, südalpine scaglia, bei der kalkreiche Mergel vorliegen, die, wie auch die andern scaglia-Ausbildungen nur spärlich benthontische Formen aufweisen. Für die umbrische, sowie für unsere scaglia, nicht aber für die südalpine scaglia, sind Kieselknollen ein typisches Merkmal, die auf eine Kieselsäureanreicherung im Oberkreidemeer, wahrscheinlich im Gefolge intensiver vulkanischer Tätigkeit, hinweist. Die Bildung von Kieselknollen und -lagen beschränkt sich in unserem Gebiet auf die Subzone der scaglia-Kalke. An dieser Stelle verweisen wir auf den später beschriebenen Zusammenhang zwischen scaglia, argille scagliose und Vulkanismus (siehe S. 205).

(5) Zone der argille scagliose (Oberkreide — Unter Oligozän):

aa. Subzone der argille scagliose sensu stricto: Die hochneritische Riff-Fazies geht in die mittel- bis tiefneritische Vorriff-Fazies über. Beide Faziesbereiche können allmählich oder abrupt in denjenigen der argille scagliose übergehen. Voraussetzung hierfür ist vulkanische Tätigkeit mit einem ziemlich scharf begrenzten Einflußgebiet. Solche Bedingungen sind in der Molisezone verwirklicht, wo eine nicht sehr tiefe, grabenartige Vertiefung (an den Rändern der Größenordnung nach kaum 80 m tiefer als der Meeresboden der scaglia-Kalke und kaum 150 m tiefer als derjenige der Riff-Fazies) infolge vulkanischer Tätigkeit von CO₂-reichen, sehr argilotrophen Gewässern eingenommen wurde. Diese verhinderten jede Kalksedimentation, nur bei kurzen Unterbrüchen dieses Zustandes der ungenügenden Durchlüftung konnten einzelne Bänke von Kalkbrekzien, limonitischen Dolomiten gebildet werden, besonders aber Fucoidenkalke, die durch ihre Kriech- und Frassspuren an Wattenverhältnisse denken lassen. Die auffallende, ganz allgemeine Abwesenheit von Mikrofaunen bestätigt diese Auffassung. Die wenigen, in anderen Gebieten gefundenen fossilen Faunen, die dort sicherlich unter ganz besonderen Umständen entstanden sind und gelebt haben, bestätigen diese Ansicht. Wir erwähnen z. B. die von E. MONTANARO-GALLITELLI (489) erwähnten Faunen, die vorwiegend arenazische Formen enthalten. Sie bestätigen eine Auflösung der Kalkschalen und

anderer kalkiger Elemente, besonders gut aber werden diese Verhältnisse in der im folgenden beschriebenen Subzone illustriert.

bb. Subzone der Serie von Taranta (wahrscheinlich Obereozän — Unter Oligozän).

Die durch vulkanische Tätigkeit zeitweise erhöhte Kieselproduktion, förderte die Entwicklung von reichen Radiolarienfaunen, Tuffen, bentonitischen und anderen Tonen und Mangankonkretionen. Gleichzeitig gelangte durch schwache Hebung der argille scagliose-Faziesstreifen zeitweilig wieder in hochneritische Bereiche und nahm den Charakter eines durch Kohlebildungen als «paralisch» charakterisierten Flachseebereichs an. Das rhythmisch sich wiederholende Auftreten schmalere, bituminöser Lagen und das Massenaufreten von Radiolarien ist auf eine wiederholte, klimatisch bedingte, Euhypertrophie in der Subzone der Tarantaserie zurückzuführen. Biozoenosen mit Spumellarien als Hauptformen und Nassellarien als Nebenformen sind für die Subzone typisch.

d. Zeitlich-räumliche Verschiebungen in der Lage der Fazieszonen.

In dem ganzen, sehr mächtigen Schichtstoß der Kreideablagerung läßt sich keinerlei, irgendwie durchgängige, großzyklische Gliederung der Sedimentationsfolge erkennen, es fehlen auch Erscheinungen ausgesprochener Transgression oder Regression, die zur Ausbildung auffälliger, scharfer und den ganzen Schichtstoß überall deutlich gliedernder Schichtgrenzen hätte führen können. Die Abwesenheit solcher Erscheinungen ist es ja gerade, welche es, wie mehrfach betont, schwierig macht, die Ergebnisse der mikropaläontologisch basierten Stratigraphie für eine im Terrain brauchbare, kartierbare Gliederung des Kreidekomplexes auszuwerten. Die durch Süßwasserbildungen sich stellenweise abzeichnenden Emersionen sind nur lokaler Natur, dasselbe gilt auch für terra rossa-Bildungen und Bauxitvorkommen, welche in sehr verschiedenen stratigraphischen Niveaux vorkommende Linsen darstellen und die man deshalb, wenigstens z. T. wie oben angedeutet, eventuell auch für unterirdisch in Karstkanälen verschwemmt halten könnte.

Immerhin sind aber relative Schwankungen der Lage des Meeresspiegels während der Ablagerung der Kreidebildungen deutlich festzustellen. Wenn sie auch nicht zu einer deutlichen zyklischen Gliederung der Ablagerungen ausreichen, so führten sie doch im Laufe der Zeit zu verschiedenen horizontalen Verschiebungen der Lage der Fazieszonen des Riffkomplexes. Diese kommen heute in einer seitlichen Verzahnung der verschiedenen Lithofazies zum Ausdruck. Generell deutet eine Ueberlagerung von Sedimenten der Vorriff-Fazies über solche der Riff- oder Hinterriff-Fazies eine transgressive Tendenz und die Umkehrung dieser Ueberlagerungsverhältnisse eine regressive Tendenz an. Solche Verschiebungen in der relativen Lage des Meeresspiegels können auf sehr viele, verschiedene Ursachen zurückgeführt werden; jedenfalls ist die übliche Erklärung durch rhythmische Hebung und Senkung in unserem Falle keineswegs die einzig mögliche. Viel eher dürfte für den vorliegenden Fall die von DUFOUR (262) prinzipiell zur Diskussion gestellte Erklärungsweise zutreffen. Es dürfte nämlich im ganzen Gebiete der Kalkablagerungen des Riffkomplexes eine während der ganzen Kreidezeit kaum wesentlich unterbrochene Subsidenz des Gebietes vorherrscht haben. Während den Zeitabschnitten, in denen sich aus der Verschiebung der Fazieszonen die erwähnte Tendenz zur Transgression ablesen läßt, hätte die Senkungsgeschwindigkeit die Sedimentationsgeschwindigkeit im ganzen Riffkomplex übertroffen, in den Phasen scheinbarer Regression sie aber nicht mehr erreicht.

Im Einzelnen zeigen die lateralen Verschiebungen der Fazieszonen während der Abfolge der Kreidestufen das in Tafel VI wiedergegebene Bild, das noch im folgenden kurz umschrieben ist.

In der Unterkreide läßt sich eine Hinterriffzone nur im Gebiete des Morrone und der südlichen Maiella feststellen. Sie ist in erster Linie durch Dolomitbildungen gekennzeichnet.

Im Cénomanien kann man schon eine Vorriff- von einer Hinterriff-Zone unterscheiden, und findet man einzelne Stellen mit kontinentaler Fazies. Die tektonischen Großelemente zeichnen sich noch nicht deutlich ab.

Bereits im Turonien zeichnet sich die bis ins Alttertiär dauernde Lage und Verteilung der Fazieszone ab. Die Montagna del Morrone, die südliche, und die zentrale Maiella, liegen im Hinterriff-Bereich, während die nördliche Maiella und wahrscheinlich auch die Depression von Caramanico, sowie eine Einbuchtung im Grenzgebiet zwischen südlicher Maiella und Monte Porrara mit den Sedimenten der Vorriffzone ausgefüllt sind. Ebenso darf man für diese Zeit das Vorhandensein der argille scagliose-Zone annehmen.

Im Intervall Coniacien-Campanien ändern sich die Verhältnisse im Sinne der im Maestrichtien erkennbaren Entwicklung.

Das Maestrichtien zeigt durch die große Verbreitung der Vorriff-Fazies eine allgemeine transgressive Tendenz. Wiederum bleiben der Morrone und der Monte Porrara im Bereich der Hinterriff-Fazies, während nun fast die ganze Maiella zum Vorriff-Faziesbereich gehört. Vulkanische Tätigkeit wird durch das Vorkommen von Quarzdrusen und von marmorartigen Kalken angezeigt. Der Gegensatz der Kalkzone zur Zone der argille scagliose bleibt bestehen.

Der Verlauf der Isopachen für das Maestrichtien zeigt deutlich eine Tendenz zu stärkerer Subsidenz im Gebiete der zentralen Maiella, die in diesem Gebiet vermutlich auch in den unmittelbar vorangehenden Kreidestufen schon bestanden hat, sich doch nicht so deutlich nachweisen läßt, wie im Maestrichtien, weil die Mächtigkeiten nicht genau genug eingeschätzt werden können. Die ringsherum benachbarten Zonen, — wahrscheinlich inklusive derjenigen der argille scagliose —, dürften in der oberen Kreide gegenüber der zentralen Maiella eher geringere Subsidenzbeträge aufweisen.

Der Abschluß der Kreidesedimentation wird durch die im ganzen Untersuchungsgebiet nachweisbare Diskordanz und Transgression des Paleozäns und des unteren Eozäns gebildet.

B. Tertiär

1. Allgemeines und Aufschlüsse

Das Eozän des Untersuchungsgebietes ist, mit Ausnahme weniger kleiner Vorkommen auf den Höhen des Morrone, heute fast ausschließlich auf die südliche, mittlere und nördliche Maiella beschränkt. Ein gewisser Unterbruch in der Kontinuität der Eozänaufschlüsse ist an der Ostseite der Maiella zwischen der Valle di Macchia lunga und dem Tal von Pennapedimonte festzustellen. Die Sedimente des Jungtertiärs (Oligozän — Helvétien) treten vor allem im Nordteil der Maiella auf, weiterhin umranden sie die Ostflanke der Maiella. Auffallend sind noch zwei Miozänaufschlüsse am Nordende des Morrone. Im einzelnen geht die Verteilung klar genug aus der beigelegten geologischen Kartenskizze hervor. Die Aufschlüsse der tertiären Formationen sind be-

friedigend, wenn auch eine starke Schuttbedeckung die Kontinuität der in großer Zahl aufgenommenen stratigraphischen Detailprofile öfters stört. Diese stellen oft die unmittelbare Fortsetzung der oben schon wiedergegebenen Profile der Kreide dar; in vielen Fällen umfassen sie aber fast ausschließlich die Tertiärformationen. Die stratigraphischen Stufen konnten durch die Fossilbestimmung genügend genau festgelegt werden. Gegenüber der Kreide sind die stratigraphischen Verhältnisse innerhalb des Tertiärs viel einfacher, weil sich hier nun die paläontologisch charakterisierten Horizonte und Stufen, in Form auch lithologisch charakteristischer und oft im Terrain unterscheidbarer Horizonte, über große Abstände verfolgen lassen.

Deshalb können wir in der nun folgenden Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse des Tertiärs anders vorgehen als in den früheren Kapiteln: Die Detailprofile sowie die Lithologie und Lithogenese werden für alle Tertiärbildungen der Kalkmasse gemeinsam, jedoch Fossilinhalt und Stratigraphie, sowie Paläogeographie und Paläo-oekologie für jede stratigraphische Stufe besonders behandelt. Die in Klammern angeführten Musternummern entsprechen den auf der Profiltafel I angegebenen Zahlen.

2. Profile

a. Profil (3) Jazzo Piccolo:

Beim Hügel des Jazzo Piccolo auf der Montagna del Morrone wurde ein etwa 10 m mächtiger Komplex von Brekzien mit Kieselknollen untersucht.

Diese enthalten ausschließlich aufgearbeitete Faunen mit Formen wie *Alveolina* cf. *schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina* spp., *Nummulites millecaput* BOUBÉE, große *Discocyclina* (*Asterocyclina*) sp., kleine *Discocyclina* sp. Auffallend sind Komponenten eines feinkörnigen Kalkes mit Rotalien und kleinen Discocyclinen des Paleozäns. Die Brekzienserie ist somit in das mittlere und das obere Lutétien zu stellen.

b. Profil (7) Serra San Nicola:

Am Südostende der nordwestlich von Palena gelegenen Serra San Nicola, etwas unterhalb des Punktes 1080, wurde von oben nach unten folgendes Profil aufgenommen:

Priabonien:

- 1 m Kleinkörniger, kompakter, weißlicher Kalk mit Rotaliiden, Milioliden, Trümmern von Alveolinen und Nummuliten.
- 1 m Weißer, kleinkörniger, pseudo-oolithischer Kalk mit Milioliden (Vorwiegend *Pyrgo* sp., dann *Triloculina* sp. und *Quinqueloculina* sp.) Trümmer von Alveolinen, abgerollten *Gypsina vesicularis* PARKER & JONES (111).*
- 8 m Fein-kleinkörnige, braune, kompakte Kalke mit Rotaliiden, Milioliden, Gypsinen und anderen Kleinforaminiferen, sowie Echinodermentrümmern.
- 3 m Weißer, kleinkörniger, pseudo-oolithischer Kalk mit zahlreichen abgerollten *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAMARCK; *Gypsina vesicularis* PARKER & JONES; *Gypsina globulus* REUSS. *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Miscellanea* sp. Die sehr heterogene aufgearbeitete Fauna ist vor allem durch *Gypsina vesicularis* PARKER & JONES charakterisiert, die in benachbarten Profilen ausschließlich im Priabonien auftritt (105).

Lutétien:

- 5 m Weiße, fein-kleinkörnige, kompakte Kalke mit zahlreichen abgerollten, aufgearbeiteten Alveolinen, Textularien, Trümmern von Discocyclinen, Rudisten und Bryozoen, zahlreichen Milioliden, *Operculina* sp., und *Orbitolites* cf. *complanatus* LAMARCK usw. (104).
- 1 m Sehr grobkörnige Brekzie mit oft stylolithisch verwachsenen Komponenten eines weißen Miliolidenkalkes mit *Orbitolites* cf. *complanatus* LAMARCK, eines dichten gelblichen Kalkes und eines gelblichen Korallenkalkes (100).

Yprésien:

- 8 m Kleinkörnige gelbliche kompakte Alveolinenkalkes mit

* In Klammern die Nummern der Handstücke (vergl. Taf. 1).

Alveolina primaeva REICHEL,
Alveolina cf. ovulum STACHE
Alveolina oblonga d'ORBIGNY
Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER
Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI
Orbitolites complanatus LAMARCK

Nummulites sp., *Peneroplis* sp., *Pyrgo* sp. und Rotaliiden, sowie Molluskentrümmer. Die Alveolinen erscheinen vollkommen zerdrückt und nur selten zeigen sich einigermaßen gut erhaltene Exemplare (97—99).

4 m Kleinkörnige, gelbliche, basale Brekzie mit Fragmenten von

Alveolina oblonga d'ORBIGNY
Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER
Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI

Nummulites sp. und Milioliden, *Alveolina elongata* d'ORBIGNY (96).

Oberkreide:

120 m Feinkörnige, weiße, kristalline, marmorähnliche Kalke.

c. Profil (9) Valle Lettopalena III.

Zwischen den zwei im Folgenden beschriebenen Profilen (10) und (11) wurde, wiederum an der linken Talseite, ein weiteres Profil aufgenommen. Hier erkennt man von oben nach unten:

Oligozän-Burdigalien (?):

mehr als

4 m Feinkörnige-kleinkörnige, braune, glaukonitische, detritische Kalke mit *Pecten* sp., *Globigerina* sp., Milioliden, Trümmer von Echinodermen, Mollusken und Lithothamnien.

Diskordanz:

Priabonien:

14 m Feinkörnige-dichte, braune Kalke, deren unterste Meter kleinkörnig sind, mit *Ditrupa* sp., Rotaliiden und Milioliden, sowie in den kleinkörnigen Kalken Trümmer von Echinodermen.

Oberes Lutétien:

5 m Weiße, kleinkörnige, plattige, poröse Nummulitenkalke mit *Nummulites brogniarti* d'ARCHIAC (126—130).

Mittleres und unteres Lutétien:

mehr als

15 m Feinkörnige-dichte, braune Kalke mit Milioliden und Rotaliiden, Trümmern von Mollusken und Echinodermen.

d. Profil (10) Valle Lettopalena II.

Im oberen Teil des Valle Lettopalena teilt sich dieses Tal in zwei Zweige; etwa 50 m unter dieser Abzweigung sind auf der linken Talseite von oben nach unten folgende Schichten erkennbar.

Oberes Lutétien:

3 m Weiße-gelbliche, plattige, kleinkörnige, kreibige Kalke mit *Nummulites cf. millicaput* BOUBÉE,
Nummulites cf. perforatus Typus d'ARCHIAC;
Milioliden (190).

Mittleres und unteres Lutétien:

8 m Schuttbedeckte Zone.

3 m Braune, plattige Kalke mit unbestimmbaren Kleinforaminiferen.

1 m Weiße, kreibige, kleinkörnige Kalke mit Nummuliten (186).

14 m Schuttbedeckte Zone.

Yprésien:

8 m Grobkörnige, kompakte Kalkbrekzie mit kleinen gepfeilerten Nummuliten, mit abgerollten Nummuliten, mit abgerollten Alveolinen (*A. ellipsoidalis* SCHWAGER, *A.*

schwageri CHECCHIA-RISPOLI), *Assilina cf. placentula* DESHAYES, kleinen schmalen *Discocyclus* sp., Milioliden, Globigerinen und Globorotalien (180).

Paleozän:

- 30 m Feinkörnige, kompakte Kalke mit Globigerinen und Globorotalien, etwas glaukonitisch mit Kieselknollen; in den obersten 10 m treten feinkörnige-mittelkörnige, klastische Kalke als Einschaltung in dieser Serie auf.

Sie enthalten: *Miscellanea cf. miscella* d'ARCHIAC,

Discocyclus sp.,

Rotalia spp.,

Lockhartia sp.,

Globigerina sp.,

Globorotalia sp.,

Trümmer von *Discocyclus cf. seunesi* DOUVILLE,

Archaeolithothamnien, Bryozoen, Echinodermen, Mollusken und Dasycladaceen. Die untersten 20 m bestehen ausschließlich aus feinkörnigen, kompakten, bräunlichen, glaukonitischen Kalken mit *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., Rotaliiden und roten Kieselknollen.

- 2 m Mittel-grobkörnige basale Brekzie mit oft stylolithisch verwachsenen Komponenten von dichten, weißen, marmorartigen und weißen, oolithischen Kalken, Rudistentrümmer usw.; in einzelnen Zwickeln erkennt man eine feinkörnige Grundmasse mit Globigerinen und Globorotalien.

Oberkreide:

mehr als

- 20 m Kleinkörnige, weiße, kristalline, marmorartige Kalke.

e. Profil (11) Valle Lettopalena I.

Auf der linken Talseite des Valle Lettopalena, ca. 1 km nördlich Palena, dort wo die Druckleitung nach Taranta dieses Tal überquert, wurden von oben nach unten folgende Schichten notiert:

Oligozän-Burdigalien:

mehr als

- 4 m Mittelkörnige, bräunliche Kalkbrekzie an der Basis eines klein-feinkörnigen, bräunlichen Kalkkomplexes mit Globigerinen und kleinen Nummuliten und Milioliden. In der mittelkörnigen Varietät erkennt man Komponenten des braunen Globigerinenkalkes, Lithothamnien, Bryozoenstrümmer und zahlreiche Milioliden, außerdem eine große *Chlamys cf. sacyi* COSSMANN

Priabonien:

- 4 m nicht aufgeschlossen.

- 12 m Klein-mittelkörnige, weißliche, kompakte, selten etwas kreidige und gleichzeitig bituminöse Kalke mit

Nummulites incrassatus de la HARPE,

Nummulites fabianii PREVER,

Chapmania cf. gassinensis SILVESTRI,

Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.),

kleine *Discocyclus* sp., Rotaliiden,

Trümmer von *Gypsina cf. vesicularis* PARKER & JONES,

Halkeyardia minima LIEBUS, wenige Exemplare),

Bryozoen, Lithothamnien, Dasycladaceen und Echinodermen (20).

Oberes Lutétien:

- 5 m Kleinkörnige, weiße, oft pseudo-oolithische, manchmal dichte, braune Kalke mit *Nummulites brogniarti* d'ARCHIAC und *Nummulites perforatus* d'ARCHIAC. *Nummulites* spp., zahlreiche Milioliden, Trümmern von *Discocyclus* sp., *Gypsina* sp. (16).

Mittleres und unteres Lutétien:

- 8 m Feinkörnige-dichte, weißliche-gelbliche, stellenweise fast marmorartig erscheinende Kalke mit Globigerinen, Rotaliiden und wenigen Discocyclusen.

Yprésien:

- 8 m Weiße, klein-mittelkörnige, oft pseudo-oolithische Alveolinenkalke mit *Assilina douvilléi* ABRARD & FABRE, *Nummulites* der *distans*-Gruppe, kl. *Nummulites* spp., *Miscellanea* cf. *miscella* d'ARCHIAC, letztere sind vielleicht als aufgearbeitet zu betrachten. *Lockhartia* sp., Trümmer von *Discocyclus* (*Asterocyclus*) sp., mittelgroße *Discocyclus* sp., *Rotalia* spp., *Fosculina* sp. *Alveolina oblonga* d'ORBIGNY, *Alveolina* cf. *violae* CHECCHIA-RISPOLI, (wahrscheinlich die von SILVESTRI unter dem Namen *Alveolina maiellana* beschriebene Form), *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, zahlreiche Milioliden und andere Kleinforaminiferen (2—5).
- 4 m Basale kompakte, mittelkörnige Brekzie mit *Discocyclus* sp., *Nummulites* sp. und zahlreichen Milioliden und dann darunter dichte braune Kalke (1).

f. Profil (12) Tavola Rotonda.

Es handelt sich um den obersten Teil des auf Seite 64 beschriebenen Profils. Während auf der Tavola Rotonda (P. 2404) noch die massigen Korallenriffkalke des obersten Priabons anstehen, erkennt man an der Westseite des Gipfelbaues, vom eigentlichen Punkt 2404 durch einen auffallenden Bruch abgespalten, folgendes Profil. Von oben nach unten:

Priabonien:

- 30 m Dichte-sehr feinkörnige, braune Kalke im oberen Teil mit *Nummulites incrassatus* de la HARPE, kleinen *Nummulites* sp., *Ditrupa* sp., und Echinodermentrümmern, im unteren Teil Milioliden und andere Kleinforaminiferen (79—80).
- 28 m Klein-mittelkörnige, braune, poröse Kalke mit *Nummulites fabianii* PREVER, kleinen *Nummulites* sp., zahlreichen *Discocyclus* sp., *Ditrupa* sp., Rotaliden, Milioliden und Mollusken- und Echinodermentrümmer, usw.

Oberes Lutétien:

- 15 m Klein-mittelkörnige, braune Kalke; in den feinkörnigen treten auf: *Nummulites* cf. *striatus* BRUGUIERE, *Nummulites perforatus*, Typus d'ARCHIAC, *Nummulites* spp., große *Discocyclus* sp., Trümmer von wahrscheinlich aufgearbeiteten Alveolinen, Echinodermen (74). Darunter folgen etwa 90 m Schutt, nach denen bereits die Rudistentrümmerkalke der Oberkreide anstehen.

g. Profil (13) Colle Acquaviva:

Bei Punkt 700 im Tale der Grotta del Cavallone, oberhalb von Taranta, befindet sich eine Quelle, von der aus ein Weg auf den oberhalb der Grotte gelegenen Colle d'Acquaviva hinaufführt. Im obersten Teil dieses Weges ist die Transgression des Oligozän-Burdigalien schön aufgeschlossen. Hier wurde folgendes Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

Oligozän-Burdigalien:

- 5 m Bräunlicher, glaukonitischer, feinkörniger, detritischer Globigerinenkalk mit zahlreichen Globigerinen mit glaukonitischem Kern und einem sehr kleinen *Nummulites* sp.
- 1 m Brekziöse Bank: feinkörnige Brekzie mit zahlreichen Globigerinen, stark glaukonitisch, Echinodermentrümmern, Bryozoen, Korallen, Lithothamnien, *Amphistegina* sp., *Gypsina globulus* REUSS, *Pyrgo* sp., *Nummuloculina* sp.
- 18 m Feinkörnige-kleinkörnige, bräunliche glaukonitische, oft detritische Kalke, mit zahlreichen Globigerinen, Orbulinen, Echinodermentrümmern, Bryozoen, Molluskentrümmer, *Ditrupa* sp., *Textularia* sp., «*Truncatulina*» sp., (64).
- 1 m Mittel-, stellenweise grobkörnige glaukonitische, basale Brekzie mit *Ditrupa* sp., Globigerinen, Globorotalien und Milioliden, dann mit Trümmern von Bryozoen, Echinodermen und Mollusken. Als Komponenten der grobkörnigen Brekzie erkennt man dichte gelbe, braune und weiße Kalke, außerdem vor allem glaukonitische Kalke mit zahlreichen Globigerinen. Weiterhin beobachtet man in der Grundmasse große Echinodermentrümmer und Trümmer von *Nummulites* sp.

Diskordanz:

Priabonien:

- 20 m Dichte, gelbliche-bräunliche Kalke mit Milioliden, *Ditrupa* sp. und zahlreichen, nur schwer bestimmbareren Kleinforaminiferen.
- 16 m Kleinkörnige-mittelkörnige, bräunliche, weißliche, detritische Kalke mit zahlreichen *Chapmania gassinensis* SILVESTRI, mit *Gypsina* cf. *vesicularis* PARKER & JONES Rotaliiden (*Lockhartia* sp. [?]), Milioliden, Trümmern von Echinodermen und Lithothamnien (47).
- 16 m Fein-kleinkörnige Kalke mit *Chapmania* cf. *gassinensis* SILVESTRI, kleinen *Nummulites* cf. *incrassatus* de la HARPE, *Discocyclus* sp., Milioliden, Rotaliiden, Trümmern von Echinodermen und Mollusken. Darunter folgen dichte, braune Kalke.

b. Profil (14) Taranta:

Am Ausgang des Tales der Grotta del Cavallone, oberhalb Taranta Peligna, über der Lokalität Le Casette, wurde in der Straßenkurve der Straße Lama dei Peligni—Palena, folgendes Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

Helvétien (teilweise vielleicht Tortonien)

Obere Gruppe (Tortonien?).

- 50 cm Graue Schiefermergel mit fraglichen, schlecht erhaltenen *Pinus*-Nadeln.
- 30 cm Feinkörniger, glaukonitischer, bituminöser, sandiger Kalk.
- 50 cm Graue-gelbliche Schiefermergel.
- 40 cm Feinkörniger, sandiger Kalk, wie oben mit *Orbulina* cf. *universa* d'ORBIGNY, *Globigerina* sp., *Ditrupa* sp., wenigen Globorotalien und Milioliden, sowie Echinodermen-trümmern. Das Gestein ist stark bituminös.
- 20 cm Gelbliche, sandige Schiefermergel mit Dicotyledonenblättern.
- 1 m Feinkörniger, sandiger, bituminöser Kalk.
- 10 cm Gelbliche Schiefermergel.
- 1 m Sandiger, feinkörniger, bituminöser Kalk.
- 2 m Graue-gelbliche Schiefermergel.
- 2 m Feinkörniger, grau anwitternder, gelblicher, sandiger, bituminöser Kalk, mit *Ditrupa* sp., Globigerinen, Echinodermentrümmern und anderen Kleinforaminiferen (53).

Untere Gruppe:

- 11 m Fein-mittelkörnige, mergelige-sandige, glaukonitische bituminöse, bräunliche Kalke, mit zahllosen Röhren von *Ditrupa* sp., Mollusken- und Echinodermentrümmern, Milioliden, Textularien, *Orbulina* sp., *Amphistegina* sp. (50).
- 1 m Grobkörniges - sehr grobkörniges, basales Konglomerat, mit einer mittelkörnigen, manchmal recht porösen Grundmasse mit zahlreichen nicht charakteristischen Kleinforaminiferen und Komponenten eines dichten, braunen, gelblichen und eines bräunlichen Kalkes mit zahlreichen Globigerinen, eines braunen, kompakten Konglomerates, mit Alveolinen (*A. cf. elongata*, d'ORBIGNY) und kleinen Nummuliten in der Grundmasse, eines feinkörnigen, braunen Kalkes mit Milioliden, eines mittelkörnigen, kreidigen Kalkes mit Nummuliten, Alveolinen und Discocyclusen. Es scheinen hier von der Kreide bis zum Burdigalien alle Niveaus aufgearbeitet zu sein (49).

Oligozän-Burdigalien:

- 16 m Fein-kleinkörnige, braune, glaukonitische Kalke mit vielen *Neoalveolina* cf. *melo* FICHTEL & MOLL, von denen nur schwer zu sagen ist, ob es sich um aufgearbeitete Formen des Priabonien handelt, dann Milioliden, Amphisteginen, *Elphidium* sp., *Bolivina* sp., *Pyrgo* sp. und zahlreichen Trümmern von Echinodermen, Mollusken, *Ditrupa* sp. und Lithothamnien (44—47).
- 15 m Feinkörnige, sehr glaukonitische Globigerinenkalke, mit zahllosen Globigerinen, deren Kern glaukonitisch ist. Außer diesen sind fast keine anderen fossilen Organismen zu erkennen.
- 1 m Mittelkörnige, basale Brekzie, ebenfalls sehr glaukonitisch, mit zahlreichen *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., und Bryozoen und Echinodermentrümmern.

Priabonien:

- 40 m Sehr feinkörnige-kleinkörnige, bräunliche-gelbliche Kalke, stellenweise in Pillenkalk übergehend (38) mit Milioliden, Rotaliden.

Lutétien:

- 11 m Weiße-bräunliche, kleinkörnige, kompakte Kalke mit Nummuliten. Große *Discocyclus* sp., *Ditrupa* sp., Milioliden, Globigerinen und Rotaliden.
8 m Sehr feinkörnige, braune Kalke, mit spärlichen Milioliden und anderen Kleinforaminiferen.

i. Profil (15) Fonte di Maiella:

Die Lage des Profils ist auf Seite 65 angegeben, wo der tiefste aufgeschlossene Teil beschrieben worden ist. Von oben nach unten findet man:

Priabonien:

- 52 m Feinkörnige-dichte, braune, manchmal plattige Kalke mit *Operculina* sp., *Ditrupa* sp., Milioliden, Echinodermentrümmern und zahlreichen nicht näher bestimmbar Kleinforaminiferen.
20 m Klein-mittelkörnige, poröse, kreidige Kalke, manchmal etwas bituminös, mit *Neoalveolina* cf. *melo* FICHTEL & MOLL, *Nummulites incrassatus* de la HARPE, *Discocyclus* sp., Milioliden, Rotaliden, Trümmern von Bryozoen, Echinodermen und Mollusken (76—78).

Lutétien:

- 16 m Schutt.
12 m Mittel-grobkörnige, poröse Nummulitenkalke mit *Nummulites* cf. *helveticus* KAUFMANN, *Nummulites rouaulti* d'ARCHIAC, *Nummulites* spp., *Discocyclus* sp., *Chapmania* cf. *gassinensis* SILVESTRI, und Echinodermentrümmern (Grenze mittleres-oberes Lutétien, 79/80).
4 m Feinkörniger, bräunlicher, kompakter Kalk, mit Milioliden, Rotaliden.
5 m Mittelkörniger, bräunlicher, poröser Kalk mit *Nummulites polygygratus* DESHAYES, *Nummulites uroniensis* de la HARPE, Echinodermen- und Molluskentrümmer des untersten Lutétien (82).
2 m Sehr grobkörniges, basales Konglomerat mit *Assilina dowvilléi* ABRARD & FABRE, *Nummulites laevigatus* LAMARCK, des unteren Lutétien, weiterhin mit wahrscheinlich aufgearbeiteten Alveolinen (*A. ellipsoidalis* SCHWAGER, *A. cf. oblonga* d'ORBIGNY), Rotaliden und Echinodermentrümmern.

Yprésien:

- 9 m Riffartig auftretender, weißer-gelblicher, klein-mittelkörniger Alveolinenkalk mit *Alveolina oblonga* d'ORBIGNY, *Alveolina* cf. *ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina* cf. *minutula* REICHEL, *Alveolina* cf. *distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI, *Orbitolites complanatus* LAMARCK, *Floresculina* sp., Milioliden (*Quinqueloculina*) sp. (83).
11 m Weißer, spätiger, kleinkörniger, kristalliner Kalk mit Korallentrümmern, stellenweise mittelkörnig, pseudo-oolithisch mit Milioliden.
3 m Basale, mittel-grobkörnige Brekzie mit Trümmern von Miliolidenkalcken, Rudisten, dichten, gelblichen oder weißlichen Kalke, die stylolithisch miteinander verwachsen sind.

Maestrichtien

Rudistentrümmerkalke siehe Seite 65.

k. Profil (16) Valle di Selva lunga:

In der Fortsetzung des auf Seite 65 beschriebenen Profils konnten von oben nach unten folgende eoäne Stufen festgestellt werden:

Priabonien:

- 4 m Brauner, klein-mittelkörniger, poröser, etwas bituminöser Kalk mit wenigen *Nummulites incrassatus* de la HARPE, *Ditrupa* sp., Rotaliiden, Trümmern von Echinodermen, Lithothamnien, Mollusken (58).
- 4 m Weißer, harter, kristalliner, marmorähnlicher Kalk mit Echinodermen und Mollusken-trümmern (51).
- 12 m Harte, feinkörnige, braune, plattige Kalke mit Milioliden, Textularien und anderen Kleinforaminiferen, mit Echinodermmentrümmern (55/56).
- 24 m Braune, mittelkörnige, poröse, Trümmerkalke, meist etwas bituminös mit *Nummulites fabianii* PREVER, einer langgestreckten *Neoalveolina* sp., kleinen *Discocyclus* sp., *Ditrupa* sp., Milioliden, Rotaliiden und Trümmern von Mollusken, Lithothamnien und Echinodermen (54—51).

Lutétien:

- 32 m Braune, mittelkörnige, kompakte Kalke mit *Nummulites* sp., (Formen, die *Nummulites perforatus* Typus d'ARCHIAC. nahe stehen), großen *Discocyclus* sp., *Ditrupa* sp., mit Milioliden (*Pyrgo* sp.), Rotaliiden, Mollusken- und Echinodermmentrümmern. Das ganze Mittelozoän dieses Profils ist wegen der Schuttbedeckung nur sehr schlecht aufgeschlossen und kaum stratigraphisch unterteilbar.

Yprésien und Paleozän:

- 4 m Weiße, feinkörnige, oolithisch bis pseudo-oolithische Kalke, kompakte Miliolidenkalke, mit zahlreichen Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.), *Orbitolites complanatus* LAMARCK, kleinen *Alveolina* sp., Echinodermen- und Mollusken-trümmern. Der Kalk ist mit ähnlichen Typen der Alveolinenkalkgruppe des Yprésien zu korrelieren (45/44).
- 38 m Feinkörnige-kleinkörnige, bräunliche, bald poröse, bald kompakte, meist schwach bituminöse Kalke mit *Alveolina* sp., kleinen *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., zahlreichen Rotaliiden, Milioliden, wenigen Globigerinen, Echinodermmentrümmern und Mollusken-trümmern; im unteren Teil treten mehr Globorotalien auf. Diese Gruppe ist wegen der ausgedehnten Schuttbedeckung ebenfalls sehr schlecht aufgeschlossen.

Maestrichtien:

Rudistentrümmerkalke siehe Seite 65.

I. Profil (17) Monte Amaro.

Die Fortsetzung des unter 17 im Kapitel Kreide (S. 65) beschriebenen Profils ergibt von oben nach unten folgendes:

Priabonien:

- 10 m Mächtiges Korallenriff des Monte Amaro mit den auf Seite 144 beschriebenen Korallen. An der Basis des Riffs tritt meist ein stark asphaltimprägnierter Nummulitenkalk auf, der hauptsächlich *Nummulites incrassatus* d'ARCHIAC enthält; außerdem noch zahlreiche Trümmer von Korallen und andere Kleinforaminiferen.
- 40 m Klein-mittelkörnige, detritische, bräunliche Foraminiferenkalke mit folgenden einzelnen Handstücken:
 - 105 Mittelkörniger bräunlicher-grobkörniger, detritischer Kalk mit kleinen *Nummulites* sp., mittelgroßen *Discocyclus* sp., Milioliden, Rotaliiden, großen Korallen-, Mollusken- sowie Echinodermmentrümmern und anderen Kleinforaminiferen.
 - 104 — Kleinkörniger, brauner Trümmerkalk mit
 - 102 *Chapmania gassinensis* SILVESTRI, *Gypsina* cf. *vesicularis* PARKER & JONES, *Nummulites* sp., kleine *Discocyclus* sp., *Chapmania* spp., Rotaliiden, Dasycladaceen, wenige Milioliden, und Echinodermmentrümmern, zahlreichen inkrustierenden Foraminiferen (*Rupertia* ?).
 - 101 Klein-mittelkörniger, weißlicher Trümmerkalk mit *Neoalveolina* cf. *melo* CHECCHIA-RISPOLI, *Chapmania* cf. *gassinensis* SILVESTRI, *Gypsina* cf. *vesicularis* PARKER & JONES, *Baculogypsina* sp., Trümmer von Mollusken und Echinodermen.

Lutétien:

- 48 m Mittelkörnige, bräunliche Nummuliten-Discocycluskalke, mit folgenden an einzelnen Punkten herausgenommenen Gesteinen:
- 99 Mittelkörniger, bräunlicher Nummuliten-Discocycluskalk mit *Nummulites helveticus* KAUFMANN und *Assilina cf. exponens* SOWERBY.
 - 97 Mittelkörniger, bräunlicher Nummuliten-Discocycluskalk mit *Nummulites cf. perforatus* Typus d'ARCHIAC, *Discocyclus* sp.
 - 96 Kleinkörniger, bräunlicher Kalk mit *Gypsina globulus* REUSS, kleinen, gepfeilten Nummuliten, mit Rotaliden, Alveolinen, Archeolithothamnium und Trümmern von Echinodermen und Mollusken.

Yprésien:

- 48 m Mittelkörnige, bräunliche, manchmal bituminöse, detritische Nummulitenkalke, mit dazwischen gelagerten, dichten Kalken. In der obersten Hälfte befindet sich eine ca. 4 m mächtige Alveolinenbank (90).

Handstücke:

- 93 Mittelkörniger, bräunlicher Nummuliten-Alveolinenkalk mit *Nummulites part-schi* de la HARPE, *Alveolina cf. elongata* d'ORBIGNY, *Alveolina cf. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, große *Nummulites* sp., der *distans*-Gruppe (oberstes Yprésien).
- 90 Pseudo-oolithischer, dicht erscheinender Alveolinenkalk mit *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina cf. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina minutula* REICHEL, *Orbitolites cf. complanatus* LAMARCK, zahlreichen Milioliden und wenigen Echinodermentrümmer.
- 80 Mittelkörniger, detritischer Kalk mit *Alveolina cf. milium* CHECCHIA-RISPOLI, *Assilina cf. placentula* DESHAYES, *Nummulites cf. burdigalensis* de la HARPE, *Flosculina cf. pasticillata* SCHWAGER, *Alveolina* sp., *Discocyclus* spp., Trümmern von Echinodermen und Mollusken (zahlreiche Rudisten).

m. Profil (18) Jaccione:

Es stellt die Fortsetzung des Profil 12 der Oberkreide dar, in dem wir von oben nach unten folgende Schichten erkennen:

Oligozän-Burdigalien:

mehr als

- 10 m Kleinkörniger, bräunlicher, glaukonitischer Kalk mit *Amphistegina* sp., Milioliden, Rotaliden, Trümmern von Bryozoen, Lithothamnien.
- 4 m Glaukonitischer, kleinkörniger Globigerinenkalk mit ziemlich großen, glaukonitgefüllten *Globigerina* sp., sowie anderen Foraminiferen (2340).

Diskordanz

Priabonien:

- 70 m Sehr feinkörnig-dichter, kaffeebrauner Kalk mit *Ditrupa* sp., Resten von Milioliden, Echinodermentrümmer.
- 15 m Mittelkörnige, seltener kleinkörnige, detritische Kalke mit *Neoalveolina cf. melo* FICHTEL & MOLL, *Nummulites* spp., *Discocyclus* sp., Milioliden (*Triloculina* sp., *Pyrgo* sp.) Trümmer von Pecten sp., anderen Mollusken und Echinodermen (2235).

Uebrig es Eozän:

- 80 m Durch Schutt verdecktes, praktisch unaufgeschlossenes Gebiet. Die an einigen Punkten aus dem Schutt herausragenden Schichten bestanden aus braunen, sehr feinkörnigen Kalken, die wenige *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. und außerdem *Ditrupa* sp. enthielten.

Anschließend an diesen Komplex folgen die Rudistentrümmerkalke des Maestrichtien.

n. Profil (19) R. Macerone:

Das Tal des Santo Spirito westl. Fara San Martino teilt sich nach ca. 3 km in zwei Aeste, die Valle di Macchia lunga und die Valle delle Mandrelle. Vom Teilungspunkt aus geht auf der rechten Talseite ein Tälchen gegen die mit Macerone bezeichnete Partie der Maiella. An der Basis des in diesem Tälchen aufgenommenen Profils erkennt man zur Hauptsache Miliolidenkalke, dichte gelbliche und bräunliche Kalke, und pseudo-oolithische Kalke der Hinterriff-Fazies der mittleren und oberen Kreide. Diese wechsellagernd mit eigentlichen Rudistenriff-Kalkbänken. In der oberen Hälfte des Profils scheint die Vorriff-Fazies zu überwiegen. Ungefähr zwischen 1780 und 1880 m Höhe wurde ein Profil aufgenommen. In diesem erkennt man von oben nach unten folgende Schichten:

Oberes Lutétien:

mehr als

- 8 m Gelbliche, klein-mittelkörnige, poröse, manchmal kreidige, detritische Nummulitenkalke mit

Nummulites helveticus KAUFMANN,

Nummulites perforatus Typus d'ARCHIAC,

Nummulites spp., kleine und große *Discocyclus* spp., *Ditrupa* sp., *Echinoderm*-Trümmer. Diese Kalke, die durch die großen runden Formen von *N. perforatus* Typus d'ARCHIAC gekennzeichnet sind, bedecken weite Teile des Macerone (261).

Mittleres Lutétien:

- 3 m In der obersten Hälfte des gesamten Komplexes tritt eine Bank eines feinkörnigen Nummuliten-Discocycluskalkes auf, gelblich, porös, mit *Nummulites laevigatus* LAMARCK, *Nummulites sismondai* d'ARCHIAC, *Discocyclus* spp. (große verbogene und kleine runde Formen) *Ditrupa* sp., *Chapmania* sp., Trümmer von Mollusken, Echinodermen und Lithothamnien (260).
- 28 m Feinkörnige, gegen oben hier und da feinkörnige, poröse, braune Kalke mit kleinen *Nummulites* sp., *Ditrupa* sp., kleinen und großen *Discocyclus* sp., Milioliden, die oft stark deformiert sind, Bryozoen-, Lithothamnien und Mollusken-Trümmern (255—259).

Unteres Lutétien:

- 12 m Klein-mittelkörnige, bräunliche, poröse Nummuliten-Discocycluskalken mit über 1 cm langen Echinoderm-Trümmern (250—253).
In der untersten Partie wurden folgende Fossilien festgestellt:
Assilina cf. *spira* de ROISSY,
Nummulites polygyratus DESHAYES,
Nummulites uroniensis de la HARPE,
Nummulites cf. *tschibatcheffi* d'ARCHIAC.
In der ganzen Gruppe erscheinen außerdem noch
Nummulites spp., *Discocyclus* sp., Milioliden, Trümmer von Mollusken und Echinodermen.
- 3 m Mittel-grobkörnige, weißliche-gelbliche Transgressionsbrekzien mit einer scharfen Diskordanz an der Basis.
Assilina cf. *placenta* DESHAYES
Nummulites parvus DOUVILLE, sind offenbar aus dem Untereozän aufgearbeitete Formen. Außerdem erkennt man *Alveolina* sp., *Flosculina* sp., Milioliden, Textularien und Rotalien. Als Komponenten erkennt man dichte, gelbliche, weiße Korallen, und Alveolinen-Miliolidenkalke usw. Die Ähnlichkeit dieser Brekzie mit dem Transgressionkonglomerat des Lutétien von Caramanico ist unverkennbar (248).

Yprésien:

- 8 m Feinkörniger, bräunlicher, plattiger Kalk. In der obersten Bank erkennt man *Nummulites subdistans* de la HARPE-ROZLOZNIK, außerdem treten folgende Fossilreste auf:
Miscellanea sp., Globigerinen, Rotalien, wenige Milioliden, kleine Discocyclusen (245—247).
- 6 m Weiße, oft kristalline, mittelkörnige, detritische Kalke wechsellagernd mit feinkörnigen Kalken mit *Rotalia* sp., *Archaeolithothamnium* sp., kleinen Nummuliten, kleinen Discocyclusen und mit Fragmenten von Mollusken und Korallen.

- 1 m Unterste Bank einer mittel-grobkörnigen, porösen, weißlichen Kalkbrekzie, mit *Orbitoides cf. media* d'ARCHIAC, kleinen *Nummulites* spp., *Rotalia* sp., *Miscellanea* sp., kleinen *Discocyclus* sp. Die Fauna ist offenbar zu einem Teil aufgearbeitet. Außerdem erkennt man Trümmer von *Archaeolithothamnium* sp., Korallen und Echinodermen- und weißen, kreidigen dichten gelben Kalken und Rudistentrümmerkalken (240).

Paleozän:

- 1 m Kleinkörniger, ziemlich dichter, detritischer, weißer Kalk mit *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC, *Miscellanea cf. stampi* DAVIES, *Discocyclus cf. seunesi* DOUVILLE, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, kleine *Nummulites* sp., primitive *Discocyclus* spp., *Distichoplax biserialis* DIETRICH, *Melobesia* sp. (?), *Archaeolithothamnium* sp., Globigerinen, Globorotalien, Milioliden, Rotalien, Textularien, Lithothamnien, Bryozoen, Mollusken und Korallenfragmente ((238—239).
- 1 m Gelbliche-grünliche, grobkörnige Kalkbrekzie, etwas glaukonitisch. In der Grundmasse erkennt man zahlreiche *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp., außerdem Trümmer von *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Discocyclus* sp., *Simplorbites* sp., Mollusken, Lithothamnien und Echinodermen, arenazische Foraminiferen und Trümmer von dichten, teils gelblichen teils weißlichen Kalken (236—237).

Maestrichtien:

- 10 m Weiße, dichte, teils kristalline, teils marmorartige Korallenriffkalke.
- 8 m Weiße, teils oolithische, teils pseudo-oolithische Kalke mit Milioliden.
- 10 m Weißer, kristalliner, marmorartiger Kalk.
- x m Weißer, kreidiger, kleinkörniger Kalk mit weißem, kristallinem Kalk wechsellagernd.

o. Profil (20) Caramanico:

Vielleicht das aufschlußreichste Profil unseres Untersuchungsgebietes wurde in der Nähe von Caramanico aufgenommen. Am linken, stellenweise sehr steilen Talhang des Orfento kann man von der Oberkreide bis ins Helvétien die Schichtfolge in relativ ungestörter Lagerung verfolgen. Das Profil wurde im Tälchen aufgenommen, das zwischen P 951 des Colle le Macchie und dem weiter östlich gelegenen P 1071 liegt. Der Oberlauf dieses Tälchens, das im Prato della Corte seinen Ursprung nimmt, ist stellenweise durch einen Bruch vorgezeichnet; der untere Teil, der die linke Talseite des Orfento anschneidet, ist praktisch ungestört. Das Profil liegt ca. 3,6 km östlich von Caramanico; es wurde ergänzt durch verschiedene Profilaufnahmen im Orfentotal, vor allem durch eine Aufnahme am Pfad, der an der Flanke des Colle le Macchie ins Orfentotal hinabführt, durch eine weitere unterhalb der Häuser von Sta. Croce und durch zwei Profile an der rechten Talseite des Orfento. Im Sammelprofil unterscheidet man von oben nach unten folgende Stufen:

Helvétien:

- 8 m Braune, mergelige, bituminöse Kalke, etwas glaukonitisch, mit *Orbulina universa* d'ORBIGNY, stellenweise kleine Knöllchen von *Lithothamnium* sp., mit Globigerinen, Buliminiden, Trümmern von Echinodermen, Mollusken und Dasycladaceen (546).
- 1 m Austerbank bestehend aus einem braunen, bituminösen, mergeligen Kalk mit zahlreichen *Ostrea* sp., wenigen *Lithothamnium* sp., die öfters die Austernschalen umwuchern, sowie Trümmern von Bryozoen.
- 4 m Braune, bituminöse, kalkige Mergel.
- 12 m Weißer, dichter, muschelg brechender Lithothamnienkalk, manchmal kreidig und porös mit schmalen, eingeschalteten Bänken eines mergeligen, bituminösen Kalkes. Diese Lithothamnienkalke enthalten: *Chara* sp. (?), *Lithothamnium* sp., Dasycladaceen, *Ditrupa* sp., *Gypsina globulus* REUSS, *Rotalia* sp., *Textularia* sp., *Discorbis* sp., *Polystomella* sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp. und zahlreiche andere Foraminiferenarten (539).

Burdigalien:

- 20 m Fein-kleinkörnige, bräunliche, glaukonitische, detritische Kalke, an der Basis klein-mittelkörniger, weißer, poröser, detritischer Kalk. In dieser Gruppe wurden festge-

stellt: Zahlreiche, dickwandige *Globigerina* sp., selten *Globorotalia* sp., «*Truncatulina*» sp., Buliminiden und zahlreiche andere Kleinforaminiferen, Trümmer von Bryozoen und Echinodermen. *Ditrupa* sp. In der an der Basis auftretenden grobkörnigeren Varietät, wiegen die Bryozoenentrümmer vor, während die Kleinforaminiferen zurücktreten. Dafür erscheint *Amphistegina* sp. und *Polystomella* sp. häufiger.

- 5 m Weißer, etwas mergeliger Globigerinenkalk, manchmal etwas glaukonitisch in 1 bis mehreren Dezimeter mächtigen Lagen mit zahlreichen, kleinen, feinschaligen Globigerinen.
- 16 m Hellgrauer-bräunlicher, feinkörniger, etwas mergeliger, glaukonitischer Kalk, mit zahlreichen Globigerinen, an der Basis des Komplexes treten dunkelbraune Kieselknollen auf und eine schmale Bank mit wenigen *Lepidocyclus* sp. und *Miogyssina* cf. *irregularis* MICHELOTTI.

Aquitani-Chatteien:

- 46 m Klein-mittelkörnige, bräunliche, rötliche, manchmal weißliche, meist kompakte, selten etwas kreidig-poröse Lepidocycluskalk mit folgenden Faunen: Im obersten, mittelkörnigen Abschnitt:
Lepidocyclus (*Nephrolepida*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
Lepidocyclus (*Nephrolepida*) spp., *Lepidocyclus* (*Eulepida*) sp., seltene *Miogyssina* sp.,
Heterostegina sp., *Operculina* sp., *Rupertia* sp., *Rotalia* sp.,
Amphistegina sp., Milioliden, Globigerinen und andere Kleinforaminiferen.
 Fragmente von Echinodermen, Lithothamnien, Bryozoen, Mollusken.
 Im mittlern Abschnitt:
Lepidocyclus (*Nephrolepida*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
Miogyssina cf. *irregularis* MICHELOTTI,
Lepidocyclus (*Eulepida*) sp., *Operculina* sp.,
Heterostegina sp., und die weiteren im oberen Abschnitt erkannten Formen, außerdem noch *Rotalia* sp., *Asterigerina* sp.
 Im basalen Abschnitt ein mittelkörniger, sehr glaukonitischer Kalk mit
Lepidocyclus (*Nephrolepida*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
 eventuelle *Miogyssinoides complanata* SCHLUMBERGER,
Gypsina globulus REUSS, ein Exemplar von *Halkyardia minima* LIEBUS.
Lepidocyclus spp., *Miogyssina* sp., *Miogyssinoides* sp., *Asterigerina* sp. (?), *Operculina* sp., *Ditrupa* sp., zahlreiche Rotaliiden, Globigerinen, Trümmer von Bryozoen (507—520).

Stampien-Lattorfien:

- 32 m Feinkörnige, manchmal etwas rötlich scheinende, helle, detritische Kalke mit *Ditrupa* sp., Globigerinen und Milioliden. In der Mitte der Gruppe wurde ein Kalk mit kleinen, der Gruppe von *Nummulites vascus-boucheri* nahestehenden Nummuliten gefunden. Dieser Kalk enthält außerdem noch *Operculina* sp., *Gypsina globulus* REUSS, *Peneroplis* sp., *Pyrgo* sp., *Lithothamnium* sp., Bryozoenentrümmer, *Ditrupa* sp.

Priabonien:

- 1 m Oberste Bank: Klein-mittelkörniger, gelblicher, detritischer Kalk mit *Chapmania gassinensis* SILVESTRI, *Chapmania* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp.), Rotaliiden, Bryozoen und Lithothamnienentrümmern.
- 10 m Weiße, mergelige Globigerinenkalke.
- 20 m Fein-kleinkörnige, bräunliche, manchmal weißliche, bituminöse, detritische Kalke mit zahlreichen Globigerinen, Buliminiden und anderen Kleinforaminiferen, dann mit *Nummulites incompressus* de la HARPE, kleinen *Nummulites* spp., *Discocyclus* sp., *Chapmania* sp., *Ditrupa* sp., sowie Mollusken und Bryozoenentrümmer (485—492).
- 18 m Weißer-bräunlicher Globigerinenmergelkalk mit Globigerinen und anderen Kleinforaminiferen und isoliert auftretenden kleinen Discocyclusen. In der Nähe von Contra wurden in Kalken dieser Stufe verkohlte Pflanzenhäcksel gefunden, die nicht näher untersucht wurden (476—480).

Oberes Lutétien:

- 50 cm Klein-mittelkörniger, gelblich-rötlich gefärbter, brekziöser Kalk mit *Chapmania* cf. *gassinensis* SILVESTRI, kleinen *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., Rotaliiden, Globigerinen und Milioliden, Trümmern von Bryozoen und Mollusken.

- 50 cm bis 1 m Weißer, mergeliger Globigerinenkalk mit dünnchaligen Globigerinen und anderen Kleinforaminiferen.
- 2 m Weißer, mergeliger Globigerinenkalk mit Lagen eines feinkörnigen, hellbräunlichen Nummulitenkalkes mit
Nummulites millecaput BOUBÉE,
Nummulites helveticus KAUFMANN,
Nummulites perforatus, Typus d'ARCHIAC,
Chapmanina cf. gassinensis SILVESTRI,
Discocyclina spp., Globigerinen und Rotaliiden.
 Trümmern von Echinodermen, Korallen und Mollusken.
 Aus einem analogen Niveau benachbarter Profile konnten außer den oben erwähnten noch *Nummulites cf. striatus* BRUGUIÈRE, gefunden werden.
- 2 m Mittelkörniger, weißer, mergeliger Globigerinenkalk.
- 2 m Mittelkörniger, weißer, poröser, kreidiger Nummuliten-Discocyclinenkalk mit *Nummulites helveticus* KAUFMANN, *Discocyclina (Asterocyclina)* sp., *Discocyclina* sp., einzelne *Ditrupa* sp., Milioliden und Trümmern von Bryozoen, Lithothamnien und Echinodermen.
- 4 m Wechsellagerung von fein-feinkörnigen, detritischen Kalken und weißen, mergeligen Globigerinenkalken. In den ersten treten vorwiegend Rotaliiden und Milioliden, in den zweiten fast ausschließlich Globigerinen auf. An der Basis wurden einige Kieselknollen gefunden.

Mittleres und unteres Lutétien:

- 1 m Heller, gelblicher, klein-mittelkörniger, etwas kreidiger detritischer Kalk mit Nummuliten, Discocyclinen, Operculinen und *Ditrupa* sp.
- 1 m Klein-mittelkörniger, gelblicher Nummulitenkalk mit *Nummulites* spp.
Assilina subspira de la HARPE, und zahlreichen Kleinforaminiferen (466).
- 2 m Gelbliche, kreidige Globigerinenkalke.
- 1 m Bank eines gelblichen, kreidigen Kalkes mit kleinen Geröllen von Alveolinenkalken, Kalken mit Globigerinen und Globorotalien usw. (464—467).

Unteres Lutétien:

Oberer Teil:

- 2 m Klein-mittelkörnige, weißliche, detritische Kalke mit
Alveolina cf. oblonga d'ORBIGNY,
Alveolina cf. schwageri CHECCHIA-RISPOLI,
Discocyclina cf. seunsi DOUVILLE,
Gypsina globulus REUSS,
Alveolina spp., *Assilina* sp., der Gruppe *A. placentula-douvilléi*, *Miscellanea* sp., *Discocyclina (Asterocyclina)* sp., *Discocyclina* sp., Rotaliiden.
- 1 m Weiße, mergelige Globigerinenkalke.
- 2 m Mittelkörniger, weißer, kreidiger Kalk mit Alveolinen und Assilinen.
 Alveolinen der Gruppen von
A. oblonga d'ORBIGNY,
A. elongata d'ORBIGNY und
A. schwageri CHECCHIA-RISPOLI
Assilina cf. placentula DESHAYES,
Nummulites sp., *Discocyclina* sp., Rotaliiden und Globigerinen.
- 2 m Basales Konglomerat mit zahlreichen bis zu 6 cm Durchmesser großen, gut gerundeten Komponenten, die manchmal stylolithisch miteinander verwachsen sind. In der feinkörnigen Grundmasse erscheinen Globigerinen, Rotaliiden und Fragmente von Discocyclinen. Unter den Komponenten wiegen Alveolinenkalkgerölle vor, sie enthalten:
Alveolina cf. schwageri CHECCHIA-RISPOLI,
Alveolina cf. baldacii CHECCHIA-RISPOLI,
Alveolina cf. milium CHECCHIA-RISPOLI,
Alveolina spp., *Flosculina* sp., Milioliden, und anderen Kleinforaminiferen (455—463).

Yprésien:

- 6 m Klein-mittelkörniger, weißlicher, kreidiger Trümmerkalk mit
Alveolina cf. schwageri CHECCHIA-RISPOLI,
Alveolina cf. minutula REICHEL,

Assilina cf. nili de la HARPE,
Discocyclina cf. seunesi DOUVILLE,

Gypsinia globulus REUSS,

kleine gefeilerte *Nummulites* sp., *Miscellanea* sp., *Rotalia* sp., *Discocyclina* sp., *Flosculina* sp., *Peneroplis* sp., Globigerinen, Milioliden, Echinodermen- und Mollusken-trümmer, *Lithothamnium* sp. (450).

- 2 m Mittel-grobkörnige Brekzie; in der Grundmasse erkennt man kleine gefeilerte Nummuliten, Alveolinen und Flosculinen, Discocyclinen, Lithothamnen und Globigerinen. In den Komponenten einerseits *Globigerina* sp., und *Globorotalia* sp., des Paleozäns andererseits

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN,

Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU,

Globotruncana cf. conica WHITE, des Campanien-Santonien, sowie *Gümbelina* sp., *Globigerina* sp. (449).

Unterer Teil:

- 2 m Weißer, dichter, mergeliger Globigerinenkalk und gelbliche, feinkörnige Kalke mit *Globigerina* sp. (449 a).

- 4 m Klein-mittelkörnige, gelbliche, kreibige Trümmerkalke mit *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., kleine, gefeilerte und größere, ungefeilerte Varietäten, *Flosculina* sp., *Discocyclina* sp., primitiver Typus mit rechteckigen Mediankammerchen.

- 1 m Mittel-grobkörnige, gelbliche Brekzie in deren Grundmasse folgende Foraminiferen auftreten:

Flosculina cf. decipiens SCHWAGER, und andere Flosculinen.

Mittelgroße, ungefeilerte *Nummulites* sp.,

Discocyclina sp., *Operculina* sp., Milioliden

(*Quinqueloculina* sp.) Rotaliiden.

In den Komponenten erkennen wir kreibige Rudistentrümmerkalke der oberen Kreide und Kalke mit *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp., des Paleozäns.

- 2 m Fein-kleinkörniger, kompakter, detritischer Kalk mit kleinen, gefeilerten *Nummulites* sp., *Flosculina* sp., Globigerinen und Rotaliiden.

- 2 m Basale, mittel-grobkörnige Brekzie mit folgenden Foraminiferen der Grundmasse: (442) *Nummulites* sp., *Rotalia* sp., *Discocyclina* sp., klein, *Flosculina* sp., *Globigerina* sp. Die Komponenten bestehen zur Hauptsache aus mergeligen Globigerinenkalcken.

Paleozän:

- 24 m Dichte, sehr feinkörnige-feinkörnige Globigerinenkalke. In den oberen Lagen feinkörnig mit *Globigerina* sp., und *Globorotalia* sp. und anderen Foraminiferen, in den unteren Lagen mergelig und dicht werdend, mit einigen rosa Kieselknollen und ebenfalls mit *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp. (434—441).

- 2 m Kleinkörniger, weißlich-gelblicher Trümmerkalk mit *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC, kleine *Nummulites* sp., kleinen primitiven *Discocyclina* sp., und Rotaliiden (433).

- 1 m Weißer, mergeliger Globigerinenkalk mit *Globigerina* sp., und *Globorotalia* sp. (432).

- 2 m Fein-kleinkörnige, weißliche, kreibige Kalke mit *Miscellanea cf. miscella* d'ARCHIAC, *Discocyclina cf. seunesi* DOUVILLE, oder primitive Formen, primitive Alveolinen vom Typus der *A. primaeva* REICHEL, Rotaliiden, Lithothamnen, wenige Globigerinen und Milioliden, Bryozoen und Echinodermen (431).

- 3 m Weiße, mergelige Globigerinenkalke mit roten Kieselknollen, *Globigerina* sp., und *Globorotalia* sp.

- 8 m Fein-kleinkörnige, kreibige, weiße, detritische Kalke mit *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC, *Discocyclina cf. seunesi* DOUVILLE, *Lockhartia* sp., Rotaliiden, Milioliden, Globigerinen, Globorotalien, Trümmern von Lithothamnen und Bryozoen, Textularien (426).

- 1 m Mittel-grobkörnige Brekzie mit *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC, *Miscellanea cf. stampi* DAVIES, *Distichoplax biserialis* DIETRICH, *Lockhartia* sp., *Lithothamnium* sp., *Archaeolithothamnium* sp., außerdem als Komponenten, Kalke mit *Globigerina* sp., und *Globorotalia* sp., Frag-

mente von *Omphalocyclus macropora* LAMARCK, *Orbitoides* sp., Rudisten, Echinodermen und Miliolidenkalke (412).

4 m Weißer-gelblicher, ziemlich dichter, mergeliger Globigerinenkalk mit Globigerinen und Globorotalien.

7 m Mittelkörnige, gelbliche, detritische, oft etwas kreidige Kalke mit *Miscellanea* sp., Rotalien, Globigerinen und Globorotalien (407).

3 m Dichte, weiße, mergelige Globigerinenkalke und feinkörnige, detritische Kalke mit Globigerinen und Globorotalien.

Mastrichtien:

2 m Mittel-grobkörnige, etwas poröse Brekzie mit Trümmern von feinkörnigen Rudisten-trümmerkalken mit *Orbulinaria* verwandten Bildungen, Trümmern von primitiven *Discocyclus* sp. (?), sowie von Korallen, Rudisten, Echinodermen, Inoceramen und Hydrozoen (400).

p. Profil (22) Sto. Spirito:

In der Fortsetzung des auf Seite 67 beschriebenen Profils erscheinen noch einige Meter Eozänschichten. Von oben nach unten erkennt man:

Priabonien:

mehr als

4 m Feinkörniger, brauner, etwas poröser Kalk mit *Nummulites cf. incrassatus* d'ARCHIAC, Milioliden und andere Kleinforaminiferen.

Lutétien:

etwa

40 m Meistens Schuttbedeckt. Im obersten Teil rote Kieselknollen mit *Nummulites helveticus* KAUFMANN, und *Nummulites millecaput* BOUBÉE, (288).

Yprésien:

12 m Weiße, plattige, feinkörnige, kreidige, poröse Kalke mit *Globigerina* sp., und anderen Kleinforaminiferen.

Paleozän:

14 m Feinkörnige an der Basis mittel-grobkörnige Kalkbrekzie mit *Miscellanea* sp., Rotalien, *Discocyclus* sp., *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp. (275/276).

Obere Kreide:

Rudistentrümmerkalk siehe Seite 67.

q. Profil (23) Piano del Fucire:

Etwa 2,5 km südlich von Roccamorice mündet in die Valle San Bartolomeo auf der linken Talseite ein Bach ein, der im Colle Fonte d'Acero seinen Ursprung nimmt. Auf der gegenüberliegenden rechten Talseite wurde folgendes Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

Pleistozän:

5 m Schotter und Konglomerate.

Burdigalien:

4 m Feinkörnige, braune, plattige, glaukonitische Kalke mit *Orbulina universa* d'ORBIGNY, Globigerinen und zahlreichen anderen Kleinforaminiferen, Trümmern von Bryozoen und Lithothamnien (225/226).

20 m Klein-mittelkörnige, eine massige Wand bildende, braune glaukonitische, harte, manchmal kristalline Kalke mit *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., *Ditrupea* sp., sowie mit zahlreichen Bryozoen- und Echinodermmentrümmern.

8 m Feinkörnige, hellbraune, plattige, glaukonitische, stellenweise etwas mergelige Kalke mit zahlreichen Kleinforaminiferen (*Globigerina* sp., *Orbulina* sp. usw.) (219—221).

Aquitani-Chattien:

28 m Klein-mittelkörnige, weißliche Bryozoen-Lepidocycluskalke mit Lagen von feinkörnigen, braunen Kalken und mit

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *turnoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *marginata* MICHELOTTI,
Lepidocyclus (*Eulepidina*) *cf. dilatata* MICHELOTTI,
Miogyssinoides complanata SCHLUMBERGER,
Miogyssina cf. irregularis MICHELOTTI,

Heterostegina sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., Rotaliiden und andere Kleinforaminiferen, Trümmer von Bryozoen und Echinodermen.

- 14 m Fein-klein-mittelkörnige, weißliche Bryozoen-Lepidocycluskalke die eine massige, steile Felsstufe bilden mit

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *cf. turnoueri* LEMOINE & DOUVILLE,

Lepidocyclus (*Eulepidina*) *cf. dilatata* MICHELOTTI,

Miogyssinoides sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., *Heterostegina* sp., Rotaliiden, Trümmern von Bryozoen und Echinodermen (214). In den unteren feinkörnigeren Partien treten die Lepidocyclusen zu Gunsten der Rotaliiden und anderer Kleinforaminiferen zurück (212). Es scheint dies weniger auf die stratigraphische Verbreitung der Leitforaminiferen, als auf die Korngröße der klastischen Kalke zurückzuführen zu sein.

Stampien-Lattorfien:

- 8 m Feinkörnige, weißliche-braune, mergelig erscheinende Kalke mit Globigerinen, Rotaliiden und anderen Kleinforaminiferen.

- 2 m Massige Bank eines fein-kleinkörnigen, grauen, bituminösen Kalkes mit zahlreichen Milioliden (vor allem *Pyrgo* sp.) und Nummuliten der Gruppe von *N. vascus-boucheri* (210).

mehr als

- 5 m Feinkörnige, weißliche, oft etwas mergelige und glaukonitische Kalke mit Globigerinen und mit Kieselknollen.

r. Profil (25) l'Ago dell'Orso.

Vom Punkt 874 auf der linken Talseite der Valle Acquafredda aus wurde am Hügelrücken des Ago dell'Orso folgendes kleines Profil aufgenommen:

Yprésien:

- 8 m Mittel-grobkörnige, weißliche, kreydige Kalkbrekzie mit

Gypsina globulus REUSS,

Discocyclus cf. archiaci SCHLUMBERGER,

Alveolina sp., kleinen *Discocyclus* sp., *Rotalia* sp., und kleinen gepfeilerten Nummuliten.

Basale grobkörnige Brekzie mit *Alveolina primaeva* REICHEL, *Discocyclus cf. archiaci* SCHLUMBERGER, *Operculina* sp., (520—522).

Paleozän:

- 10 m Fein-kleinkörnige, weiße, kreydige Kalke mit rosa Kieselknollen und *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., Rotaliiden und anderen Kleinforaminiferen, sowie Trümmer von *Operculina* sp.

- 10 m Mittelkörnige, weißliche, poröse Kalkbrekzie mit kleinen

Miscellanea miscella d'ARCHIAC,

kleinen *Nummulites* sp., kleinen *Discocyclus* sp., *Rotalia* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.), Trümmer von Echinodermen, Korallen und Lithothamnien, Mollusken, Rudisten usw. (526).

Maestrichtien:

- 15 m Wechsellagerung von weißen, kreydigen, kleinkörnigen Kalken mit grobkörnigeren Varietäten und mit weißen, kleinkörnigen, kristallinen Kalken mit Rudistentrümmern und Trümmern von Korallen.

s. Profil (26) Fosso St. Angelo:

In der Nähe des Punktes 800 im Fosso St. Angelo, ca. 5 km südöstlich von Lettomanopello wurde auf der rechten Talseite folgendes kleines Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

Aquitanien-Chattien:

- 15 m Klein-mittelkörniger, massig-geschichteter, kreidiger, leicht zerfallener Lepidocyclinen-Bryozoen-Trümmerkalk mit
Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) cf. *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
Lepidocyclina (*Eulepidina*) sp.,
Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *marginata* MICHELOTTI,
Miogyssina cf. *irregularis* MICHELOTTI,
Gypsina globulus REUSS,
Miogyssinoides sp., *Amphistegina* sp., Trümmer von Bryozoen, Echinodermen, Lithothamnien und zahlreichen Kleinforaminiferen (20—25).
Die Anzahl der Orbitoiden tritt nach oben gegenüber tiefer gelegenen Schichten zugunsten der Bryozoen zurück.
- 15 m Der gleiche Bryozoen-Trümmerkalk bituminös und daher braun gefärbt. Unter dem Binokular beobachtet man deutlich asphaltartige Ansammlungen in den Poren des Gesteins und der darin enthaltenen Organismenreste (20—25)
- 12 m Feinkörnige, kreidige, nicht bituminöse Kalke mit zahlreichen *Globigerina* spp., und anderen Kleinforaminiferen.
- 16 m Steile Wand eines klein-mittelkörnigen Lepidocyclinenkalkes mit
Lepidocyclina (*Eulepidina*) cf. *dilatata* MICHELOTTI,
Lepidocyclina (*Eulepidina*) ssp.,
Heterostegina sp., *Amphistegina* sp., *Archaeolithothamnium* sp., Bryozoen, Rotaliiden und Globigerinen (28—30).

Stampien-Lattorfien und Priabonien (?):

mehr als 20 m Plattige, mergelige Kalke mit Kieselknollen und mit Globigerinen und anderen Kleinforaminiferen, *Cancellophycos* sp.

t. Profil (28) Acquafredda:

Das Valle Acquafredda befindet sich etwa 3 km südlich Pretoro. Bei Punkt 650 am Ausgang dieses Tales mündet, auf der linken Talseite ein kleines Tälchen ein, in dessen oberer Hälfte gegen den Torre del Colle hin ein Profil aufgenommen wurde. Von oben nach unten findet man:

Chattien-Aquitanien:

- 10 m Klein-mittelkörnige, kreidige, weiße, poröse Kalke mit
Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,
Operculina sp., *Heterostegina* sp., *Rupertia* sp., *Amphistegina* sp., Trümmern von
Lepidocyclina (*Eulepidina*) sp., Bryozoen, Echinodermen, Rotaliiden und zahlreichen Kleinforaminiferen. Stellenweise tritt ein reiner Lepidocyclinenkalk, stellenweise ein reiner Bryozoenkalk auf.

Unteres Oligozän und Priabonien:

20—40 m Schlecht aufgeschlossene feinkörnige Globigerinenkalke.

- 8 m Feinkörnige und feinkörnige, weiße, kreidige Kalke miteinander wechsellagernd mit
Nummulites incrassatus de la HARPE,
Gypsina globulus REUSS, *Globigerina* sp., *Ditrupa* sp., Rotaliiden, Milioliden, Bryozoen und Molluskentrümmer.

Lutétien:

- 20 m Feinkörnige, weisse-crème-farbene, mergelige, oft kreidige Kalke mit Kieselknollen und mit *Globigerina* sp., teilweise übergehend in die braunen, plattigen Kalke der südlichen Maiella.
- 3 m Kleinkörnige, gelbliche, harte, kompakte Nummulitenkalke mit
Nummulites cf. *helveticus* KAUFMANN,
kleinen, runden *Discocyclina* sp., *Lithothamnium* sp., Molluskentrümmer usw.
(707) oberes Lutétien.
- 1 m Feinkörnige, weiße-gelbliche, etwas mergelige Kalke mit
Globigerina sp., *Globorotalia* sp., und Nummuliten (705).
- 2 m Gelblicher, feinkörniger, kristalliner Nummulitenkalk mit
Nummulites ssp.,
Discocyclina cf. *sella* d'ARCHIAC,
Globigerina sp., *Globorotalia* sp. (703).

Yprésien:

- 7 m Weiße, mittel-grobkörnige Brekzien mit Kieselknollen mit *Nummulites* sp., Trümmern von *Alveolina* cf. *ovulum* STACHE, *Alveolina* cf. *elongata* d'ORBIGNY, *Alveolina schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *Alveolina minutula* REICHEL, *Assilina* cf. *dowvilléi* ABRARD & FABRE, *Flosculina* cf. *pasticillata* SCHWAGER, *Coskinolina* sp.
An der Basis grobkörniger mit Komponenten von Miliolidenkalken, gegen oben feinkörniger werdend (701—702).
- 1 m Weißer, feinkörniger, etwas mergeliger Kalk mit *Globigerina* sp., und rosa Kieselknollen (700—699).
- 5 m Klein-mittelkörnige, weißliche, kreidige Kalkbrekzien mit *Discocyclina* cf. *archiaci* SCHLUMBERGER, kleinen *Nummulites* sp., *Lockhartia* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., Rotaliiden, Milioliden, Trümmer von Archeolithothamnien (695—698).
- 3 m Plattige, feinkörnige, etwas mergelige, weißliche-gelbliche Kalke mit *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp. (696—694).
- 4 m Klein-mittel-grobkörnige, weiße, kreidige Kalkbrekzien mit zahlreichen Rotaliiden, Trümmern von kleinen Alveolinen, *Discocyclina* sp., *Coskinolina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., kleinen *Discocyclina* sp. (690—692).
- 8 m Feinkörnige, dichte, weiße, meist kristalline, manchmal etwas kreidige Kalke.

Maestrichtien:

- 16 m Wechsellagerung von feinkörnigen, kreidigen, gelblichen-weißlichen Kalken, mit klein und grobkörnigen Rudistentrümmerkalken. Die feinkörnigen Kalke fallen durch zahlreiche, punktartige, limonitische Dendriten auf (680—686).

u Profil (29) Lavino:

Auf der linken Talseite der Lavinoschlucht zwischen Roccamorice und der Asphaltmine von Cusano und Pilone, ca. 1,2 km östlich von Abateggio, wurde dieses Profil aufgenommen, nach unten zu wurde es ergänzt durch Beobachtungen, die in der Mine von Pilone (Galleria Adolfo) gemacht wurden. Von oben nach unten:

Helvétien:

- ca. 26 m Lithothamnienkalke. Im oberen Teil handelt es sich meist um kompakte, oft auch mergelge, kleinkörnige, weiße, manchmal graue Kalke mit Knöllchen und Trümmern von *Gypsina globulus* REUSS, *Amphistegina* sp., *Discorbis* sp., *Rotalia* sp., *Elphidium* sp., *Lithothamnium* sp., Dasycladaceen, Bryozoen und zahlreichen anderen Kleinforminiferen. In einem kompakten Kalk wurde eine *Neovalveolina* cf. *melo* FICHTEL & MOLL gefunden.
Die basale Partie zeigt einen kreidigen, porösen Lithothamnienkalk der in der Asphaltmine von Lettomannoppello ausgebeutet wird, im Profil aber vollkommen asphaltfrei ist. Er besteht fast ausschließlich aus Lithothamnienknollen (343).

Burdigalien:

- 40 m Feinkörnige-kleinkörnige, braune, glaukonitische, mergelige Kalke mit zahlreichen *Orbulina* cf. *universa* d'ORBIGNY, *Globigerina* sp., Rotaliiden und anderen Kleinforminiferen.

Aquitaniën-Chattien:

- 12 m Fein-kleinkörnige, graubraune, bituminöse, ziemlich poröse Bryozoenkalke mit *Miogypsinoidea* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Nephrolepidina* sp., Trümmer von Bryozoen, Echinodermen, Korallen und Mollusken, Rotaliiden. Die Großforaminiferen treten nur in einzelnen, seltenen Exemplaren auf (336).
- 24 m Mittelkörnige, kreidige, gegen unten zu kompakt werdende, weißliche-bräunliche Lepidocyclinen-Bryozoenkalke, die unterste Bank ist stark mit Asphalt imprägniert.
Wir finden folgende Fossilien: (331—330)
Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE,

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *marginata* MICHELOTTI,
Lepidocyclus (*Eulepidina*) *cf. dilatata* MICHELOTTI,
 meist nur Fragmente,
Miogyssinoides cf. complanata SCHLUMBERGER,
Miogyssina irregularis MICHELOTTI,
Gypsinoglobulus REUSS,
Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) spp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Rotalia* sp., Bryozoenfragmente.

Stampien:

- 18 m Wechsellagerung von weißen, feinkörnigen, etwas mergeligen Kalken mit *Globigerina* sp., mit gelblichen, fein-kleinkörnigen Kalken und Kieselknollen, etwas glaukonitisch, mit *Globigerinen*, *Rotaliiden* und Echinodermentrümmern.

Lattorfien:

mehr als

- 10 m Kleinkörnige, bräunliche, detritische, kompakte Kalke mit Kieselknollen, mit kleinen Nummuliten der Gruppe *N. vascus-boucheri*, *Nummulitus incrassatus* de la HARPE, dann mit *Rotaliiden*, *Milioliden* (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.), mit *Globigerinen* und anderen Kleinforaminiferen, mit Trümmern von Lithothamniiden, Mollusken, Echinodermen usw. (321/322).

v. Profil (30) F. Orte:

Etwas mehr als 1 km südlich San Tommaso bildet das Ortetal eine Schlinge, in deren oberen Teil dieses Profil aufgenommen wurde. Die oberste Hälfte wurde durch Aufnahmen eines etwas nördlich Bolognano im Ortetal aufgenommenen Profils ergänzt. Von oben nach unten:

Obermiozän:

- 6—10 m mächtige Bank eines alabasterartigen Gypses.

Tortonien:

- ca. 20 m Braune, bituminöse, mergelige Tone, mit reichlich Pflanzenhäcksel mit einigen Lagen eines bituminösen Mergelkalkes mit *Orbulina cf. universa* d'ORBIGNY, und mit *Globigerina* sp., wechsellagernd.
 Namentlich die tonigen Partien enthalten an einigen Stellen reichlich Pyrit.

Helvétien:

- 30—40 m mergelige Lithothamniidenkalke und Pectenkalke. Im oberen Teil beobachtet man feinkörnige, mergelige, bituminöse Kalke mit einzelnen Lithothamniidenknöllchen und stellenweise mit zahlreichen Pecten und Austern, außerdem mit Annelidenröhren (*Ditrupa* sp.) *Globigerina* sp., *Orbulina* sp., *Pyrgo* sp., *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Dicorbis* sp., *Textularia* sp., *Bolivina* sp., und zahlreichen anderen Kleinforaminiferen.
 Im basalen Teil nehmen die Lithothamniiden allmählich zu, und das Gestein wird kleinkörnig und sehr porös.

Burdigalien:

- 11 m Klein-mittelkörnige, braune, glaukonitische, kompakte Kalke mit zahlreichen Bryozoen und Echinodermentrümmern und mit *Miogyssina irregularis* MICHELOTTI, *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Truncatulina* sp., *Astigerina* sp., Fragmente von *Gypsinoglobulus* REUSS, *Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) sp., und *Lepidocyclus* (*Eulepidina*) sp., *Miogyssinoides* sp., *Spiroclipeus* sp. (10).
 36 m Feinkörnige, graue-braune, mergelige, plattige Kalke, wovon die obersten 10 m ohne Kieselknollen mit *Cancellophycos* sp., *Globigerina* sp., *Nodosaria* sp., *Amphistegina* sp., *Ditrupa* sp., Fucoiden, und zahlreichen Kleinforaminiferen (*Rotaliiden* usw.) auftreten.

Aquitaniien-Chatteien:

- 29 m Mittelkörnige, gelbliche-weißliche *Lepidocyclus*-kalke mit Kieselknollen mit *Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE, *Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) *marginata* MICHELOTTI,

Lepidocyclina (Eulepidina) cf. dilatata MICHELOTTI,
Gypsina globulus REUSS,
Heterostegina sp., *Spiroclypens* sp. (nur Fragmente),
Amphistegina sp., *Truncatulina* sp., Rotaliiden,
Isolepidina sp. (?), namentlich in der untersten Partie werden die sonst gesteinsbildenden Nephrolepidinen verdrängt durch Rotaliiden.
 In der Grundmasse, die selten in Zwickeln erkennbar ist, sieht man einen Pillenkalk. Gegen oben zu fallen große Eulepidinen auf (18—21).

Stampien :

- 20 m Plattige, mergelige, feinkörnige, graue-braune Kalke mit *Cancellophycos*, Kieselknollen, Trümmern von Bryozoen und Lithothamnien, Globigerinen und Wurmfrässpuren. Gegen unten zu werden die Kalke massiger und kompakter.

Lattorfien :

- 6 m Klein-mittelkörniger, bräunlicher Kalk mit zahlreichen Rotaliiden. *Gypsina vesicularis* PARKER & JONES, (1 Exemplar), *Nummulites* der Gruppe *vascus-boucheri*, *Asterigerina* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites incrassatus* de la HARPE, *Heterostegina* sp., Trümmer von Bryozoen und Lithothamnien.

Priabonien :

- 20 m Graue, mergelige Kalke mit Kieselknollen und mit *Globigerina* sp., *Cancellophycos* sp., und Kleinforminiferen.
 7 m Klein-mittel-grobkörnige, etwas glaukonitische, brekziöse Kalke mit *Nummulites incrassatus* de la HARPE, *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI, *Gypsina globulus* REUSS, *Gypsina cf. vesicularis* PARKER & JONES, *Halkyardia minima* LIEBUS, *Pellatispira* sp., (?) *Rupertia* sp., *Globigerina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Ditrupa* sp. Rotaliiden, Milioliden, Echinodermen, Mollusken und Lithothamnientrümmern.
 9 m Feinkörniger, brauner Kalk mit Globigerinen und Kieselknollen und zahlreichen Kleinforminiferen. In der Mitte des Komplexes erscheint eine Bank eines massigen Korallenkalkes mit Milioliden und Molluskenresten, vorwiegend aber aus Korallen bestehend.

3. Mächtigkeit

Da im Tertiär die Grenzen zwischen den einzelnen Stufen deutlicher sind, kann man sich, im Gegensatz zur Oberkreide, bessere Vorstellungen über die Mächtigkeit dieser Stufen machen. Doch muß auf die transgressive Lagerung fast sämtlicher Tertiärstufen hingewiesen werden, die z. B. dadurch zum Ausdruck kommt, daß auf den Höhen des Morrone lediglich das Lutétien und das Helvétien in ganz schmalen Mächtigkeiten nachgewiesen werden konnten, während alle anderen Stufen mit großer Wahrscheinlichkeit dort nie abgelagert worden sind.

Die minimalen Mächtigkeiten schwanken somit für alle Stufen des Tertiärs zwischen null und wenigen Metern, während wir für die maximalen Mächtigkeiten zu folgenden Beträgen kamen:

Helvétien	40 m
Burdigalien	60 m
Aquitaniën — Chattien	70 m
Stampien — Lattorfien	45 m
Priabonien	90 m
Lutétien	60 m
Yprésien	90 m
Paleozän	60 m

Die angegebenen Mächtigkeiten stimmen nicht ganz mit den von BONARELLI (75) angegebenen überein, was mit den weniger weit durchgeführten Untereinteilungen von BONARELLI zusammenhängt. Dagegen decken sich die Totalmächtigkeiten des Tertiärs in unserer und BONARELLI's Arbeit ziemlich genau.

4. Lithologie und Lithogenese

Einleitung: Die meist kalkigen Sedimente des Tertiärs sind zum größten Teil denjenigen der Oberkreide sehr ähnlich; im jüngeren Miozän zeigt sich aber eine grundlegende Veränderung der Sedimentationsverhältnisse, die im Auftreten glaukonitischer, mergeliger und toniger Sedimente zum Ausdruck kommt. Wesentlich ist, daß außer im Priabonien im ganzen Tertiär keine Riffbildungen mehr auftreten; die einzelnen lithologischen Gesteinsbildungen können deshalb hier nicht mehr so einfach wie in der Kreide als Glieder eines Riffkomplexes klassiert werden.

Wir unterscheiden die folgenden Gruppen:

- a. Detritische Kalke.
- b. Kieselknollen und -Lagen.
- c. Glaukonitische Kalke.
- d. Mergelige und tonige Kalke.
- e. Durch ihren Fossilinhalt gekennzeichnete Kalke.
(Gemischt organogene-klastische Kalke)

Diese Einteilung ist an sich etwas künstlich und es sind selbstverständlich alle Uebergänge zwischen Gesteinen der verschiedenen Gruppen vorhanden.

a. Detritische Kalke.

(1) Feinkörnige bis dichte, braune, manchmal gelblich bis weißliche Kalke.

Sie treten fast ausschließlich im Lutétien und im Priabonien der mittleren und südlichen Maiella auf. Vor allem auf dem runden Rücken der südlichen Maiella, zwischen der Valle di Macchia lunga und der Serra San Nicola trifft man fast nur diese braunen Kalke an.

Makroskopisch liegt ein brauner, meist feinkörniger bis dichter Kalk vor, der bei Lupenbetrachtung kleine Flecken und Tupfen erkennen läßt, die von rekristallisierten Mikrofossilien herkommen. Hier und da erkennt man Ueberreste von zerdrückten Milioliden.

Mikroskopisch erkennt man, manchmal sehr feinkörnige, Komponenten dieses detritischen Gesteins, eingebettet in einer sehr dichten Grundmasse, die durchwegs an die der dichten Hinterriffkalke der Oberkreide erinnert. Nur selten findet man fossile Foraminiferen (meist Globigerinen, Rotalien oder Milioliden).

Eine Abart dieses Gesteins ist noch bedeutend dichter und weiß gefärbt, manchmal erscheint sie auch marmorartig rekristallisiert. Sie erinnert einerseits an die dichten Kalke der Oberkreide, andererseits an die marmorartigen Kalke derselben Formation.

Recht häufig erscheint auch eine Varietät, die als ein eigentlicher Pillenkalk (siehe S. 80) betrachtet werden muß. In der normal ausgebildeten braunen Grundmasse erkennt man zahlreiche strukturlose Schlamm- oder Kotpillen.

Wir gehen wohl kaum fehl, wenn wir für diese Gruppe Entstehungsbedingungen vermuten, die sich nur graduell von denen der dichten Kalke der Oberkreide unterschei-

den. Der detritische Anteil ist sicherlich auf eine geringe Wellen- und Brandungstätigkeit zurückzuführen, während die eigentlich dichte Grundmasse wahrscheinlich chemisch ausgefällt wurde. All das weist auf warme, ruhige, untiefe Becken im Schutze einer Sandbank (detritische Kalke) hin, über der die Wellen gebrochen wurden und hinter der nur noch schwache Wellenbewegungen ausklangen (swash oder translation wave KUENEN, 413). Unter solchen Umständen herrschen auch die für die Entwicklung eines reichen Benthos günstigen Lebensbedingungen; die so hervorgerufene Ueberproduktion an organischer Substanz konnte trotz normaler Durchlüftung nicht restlos weg-oxydiert werden, worauf der oft etwas bituminöse Charakter der Gesteine zurückzuführen ist. Die Kotpillen der Pillenkalke deuten die Tätigkeit schlammfressender Organismen an.

(2) Eigentliche detritische Kalke, Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate:

Eigentlich sind sämtliche Kalke des Tertiärs detritisch; sie werden aber zusätzlich durch Fossilinhalt, Tongehalt und Glaukonitgehalt gekennzeichnet, was uns veranlaßt hat, diese Bildungen noch nach verschiedenen Gesichtspunkten zu unterteilen.

aa. Mittel-grobkörnige Brekzien und Konglomerate. Diese Gesteine treten weniger «formationsbildend» als vielmehr in einzelnen Horizonten auf. Normalerweise findet man sie an der Basis einer stratigraphischen Stufe, weit seltener innerhalb einer Stufe (z. B. im Yprésien des Profils Caramanico). Ihr Auftreten stempelt die Bildungen zu typischen Transgressionskonglomeraten oder Brekzien, die einerseits auf tektonische Bewegungen des Untergrunds oder auf tektonisch oder klimatisch bedingte turbidity currents zurückzuführen sind, andererseits auf eustatische Meeresspiegelschwankungen oder aber auf die Kombination dieser Möglichkeiten. Die genaueren Ursachen und Ausbildungen transgressiver Sedimente werden von Fall zu Fall besprochen.

Die Horizonte der mittel-grobkörnigen, detritischen Kalke sind durchaus nicht kontinuierlich, an ihre Stelle treten oft ausgesprochene Winkeldiskordanzen, an deren Basis kaum eine Andeutung klastischer Bildungen zu beobachten ist. Die meist früheren Ablagerungen entstammenden Komponenten sind bald stylolithisch miteinander verwachsen, bald in einer feinkörnigen Grundmasse eingebettet. Als charakteristische Komponenten treten oft zahlreiche aufgearbeitete Großforaminiferen auf, deren Anwesenheit die stratigraphische Einordnung bedeutend erschweren. Eine detaillierte Beschreibung der Bildungen wurde in den Profilbeschreibungen gegeben, ihre Genese kann erst im Zusammenhang mit der paläogeographischen und tektonischen Beschreibung besprochen werden.

bb. Fein-kleinkörnige, detritische Kalke: Sie sind im ganzen Gebiet der Maiella weitverbreitet, vor allem aber an die Stufen des Lutétien, des Priabonien und des Oligozäns gebunden. Bald bilden sie isoliert dastehende Schichtgruppen, bald wechsellagern sie mit Globigerinenkalken.

Lithologisch sind sie das Analogon der fein-kleinkörnigen Rudistentrümmerkalke der oberen Kreide. An Stelle der Rudisten-, Mollusken- und Hydrozoentrümmer treten jetzt aber vorwiegend Großforaminiferen auf, die bald als mehr oder weniger in situ fossilisiert, bald als weitgehend aufgearbeitet betrachtet werden müssen. Innerhalb der Gruppe lassen sich mehr oder weniger poröse, schwach diagenetisch verfestigte, etwas kreidige von kompakten, stark diagenetisch verfestigten Typen unterscheiden. Die letzteren treten fast ausschließlich in der südlichen Maiella auf.

Die zahlreichen Aufarbeitungserscheinungen illustrieren bei diesen Bildungen sehr gut ihre Genese. Tatsächlich stellen unsere detritischen Kalke das ständig umgearbeitete Aufbereitungsprodukt früher gebildeter Kalke dar, die, wahrscheinlich in Folge nur schwacher Verstellungen und Kippungen des Untergrundes, der marinen Erosion anheimfielen. Aus der Verbreitung dieser Gesteine und aus der Tatsache, daß diese durchaus nicht mit irgendwelchen Riffbildungen in Zusammenhang stehen, gelangen wir zur Vorstellung fossiler Kalksandbänke, die der Küste des im Tertiär aufsteigenden Moronegebietes (vergl. S. 209) vorgelagert waren. Die Klastizität der Sedimente weist auf intensive Brandungstätigkeit in dieser Zone.

cc. **Pseudo-oolithische Kalke:** Diese treten vor allem im Verband mit Alveolinenkalken und an einzelnen Stellen der südlichen Maiella auf (Priabonien des Profils von Serra S. Nicola).

Es sind meist gleichmäßig feinkörnige, bald poröse, bald etwas kompakter erscheinende Gesteine. Die einzelnen Pseudo-oolithe sind meistens in einer Grundmasse von rekristallisiertem Kalzit eingebettet, sie bestehen bald aus stark abgerollten Foraminiferenschalen, bald aus kugeligen Kalktrümmern.

Dieses Gestein unterscheidet sich vom vorhergehenden durch die besser abgerollten einzelnen Körner, wofür ein längerer Transport der Kalkfragmente wohl kaum verantwortlich gemacht werden kann, da sich ein solcher gerade bei den detritischen Kalkbildungen nicht durch zunehmende Abrundung, sondern durch zunehmende Feinkörnigkeit zu erkennen gibt. Die starke Abrundung ist daher wohl nur durch ein kontinuierliches Hin- und Herrollen der einzelnen Fragmente zu erklären, eine Tatsache, die ebenfalls auf Entstehung in lagunenartigen, untiefen Becken zwischen der beschriebenen Kalksandbank und der Küste hin weist. Wie schon erwähnt, führt eine kontinuierliche, aber schwache, Wellenbewegung in diesem Bereich in Gebieten vorwiegender Kalksedimentation leicht zur Bildung von Oolithen und Pseudo-oolithen.

dd. **Dichte, kreidige, oft etwas mergelige, oder auch kompakte Kalke:** Sie sind namentlich im Paleozän, im Priabonien, im unteren Oligozän und im Burdigalien durch verschiedene Varietäten der Globigerinenkalke vertreten und ausschließlich auf das Gebiet der Maiella beschränkt.

Die Gruppe erinnert an die unter analogen Bedingungen entstandenen Scaglia-Kalke der Kreide; die typischen Kiesellagen sind auch hier wiederum vorhanden. Leicht kann man kreidige, meist etwas poröse Kalke mit einigermaßen rauher Bruchfläche, von mergeligen, meist bräunlich gefärbten, etwas bituminösen Kalken und von dichten, weißen Kalken mit muscheligem Bruch unterscheiden. Oft treten auch glaukonitische Varietäten auf, die weiter unten eingehender behandelt werden sollen.

Von BONARELLI (75) wurde für das Gebiet der nördlichen Maiella, wie von LIPPARINI (443) für das Gebiet der argille scagliose, darauf hingewiesen, daß die Bezeichnung *calcare marnoso* = mergeliger Kalk für diese Bildung irreleitend ist (vergl. S. 48), da sie praktisch gar keinen Tongehalt aufweist. Auch in unseren Profilbeschreibungen, sowie im nachfolgenden Text, wurde ein Teil der Kalke auf Grund des makroskopischen Aspektes zu Unrecht als «mergelig» bezeichnet. Diese enthalten fast keinen Ton, sondern täuschen einen «mergeligen» Charakter nur infolge ihrer Feinkörnigkeit vor.

Diese Ablagerungen sind gleich wie die scaglia-Kalke entstanden; es sind klastische Gesteine, die die feinste Fraktion der von Brandung und Gezeitenströmung aufgearbeiteten hochenergetischen Kalkablagerungen darstellen (vergl. S. 73).

b. Kieselknollen und Lagen.

Wegen ihres Auftretens und ihrer Lithogenese können die Gesteine dieser Gruppe mit denen der Oberkreide verglichen werden (siehe S. 74 ff.). Stratigraphisch sind sie nicht besonders gute Leitgesteine, sie kommen fast in allen Horizonten des Tertiärs vor, sind aber in den meisten Fällen an die Fazies der Globigerinenkalke gebunden. Auch hier läßt sich, neben einem vorwiegend monoschematischen Typus, eine merismische Varietät unterscheiden, in der man oft Großforaminiferen wie Nummuliten, Discocyclinen usw. als kalzitische Relikte erkennt (z. B. Nummulitenkieselknollen des Profils Jazzo Piccolo, des Profils Santo Spirito und bei der R. Le Piane bei Pretoro).

c. Glaukonitische Kalke.

Die besondere stratigraphische Stellung der glaukonitischen Sedimente veranlaßt uns, ihre Beschreibung nicht in die anderer Sedimente des Tertiärs aufgehen zu lassen. Tatsächlich treten ebenso sehr detritische, wie vorwiegend organogene Kalke in glaukonitischer Ausbildung auf. Wir unterscheiden folgende Typen:

aa. Kleinkörnige und feinkörnige-dichte glaukonitische Globigerinenkalke des Burdigaliens der nördlichen Maiella. Der Glaukonit füllt meist die Kammern der Globigerinen, doch sind bei weitem nicht alle Schalen mit Glaukonit ausgefüllt. Im allgemeinen sind die kleinkörnigen Gesteinsvarietäten glaukonitreicher als die dichten. Die bräunliche Färbung des Gesteins fällt stets auf.

Es ist hervorzuheben, daß hier Glaukonit über beachtliche Sedimentmächtigkeiten verteilt ist (vergl. Tafel I); der oft postulierte Zusammenhang zwischen Glaukonitbildung und Sedimentationslücken kann also nicht zu der lithologischen Erklärung dieser mächtigen glaukonitischen Gesteinsfolgen herbeigezogen werden.

bb. Glaukonitische, mittelkörnige Kalke, Kalkbrekzien und Globigerinenkalke des Oligozäns (?) -Burdigalien der Maiella-Ostflanke: An der Basis dieser transgressiv dem Alttertiär aufgelagerten Formation erscheinen stark glaukonitische Brekzien, detritische Kalke und Globigerinenkalke. Der Glaukonit tritt meistens in den Globigerinenschalen auf, aber auch unregelmäßig über das ganze Gestein verteilt. In den Brekzien erscheinen außerdem noch aufgearbeitete Globigerinenkalke. Bei starkem Glaukonitgehalt erscheint das Gestein meist braun getupft. Die schon für die vorhergehende Gruppe erwähnte bräunliche Färbung ist auch hier, wenn schon weniger gleichmäßig verteilt, vorhanden. Trotzdem die transgressive Natur der ganzen Gesteinsgruppe erwiesen ist, ist der Glaukonitgehalt wiederum auf eine größere Mächtigkeit verteilt.

Die Entstehung des kennzeichnenden Minerals der gesamten Gesteinsgruppe, des Glaukonits, ist umstritten. Eine Zusammenfassung der von verschiedenen Autoren (HADDING, 343; GALLIHER, 308, 309; TAKAYASHI, 758; usw.) zum Thema der Glaukonitbildung geäußerten Meinungen geben CORRENS (186), LOCHMANN (444) und neuerdings NIGGLI (519). Glaukonit ist demnach normalerweise an Sedimentationslücken gebunden und kann bei normaler Salinität im Meerwasser, in der Flachsee, in küstennahen Gebieten gebildet werden, wobei möglicherweise ein schwach anaerobes Milieu dort eine Grundbedingung ist. Aufsteigende kalte Strömungen begünstigen seine Bildung. Außerdem sei noch auf die Beobachtungen von TAKAYASHI (758) hingewiesen, der Glaukonitbildung in Zusammenhang mit Kotbildungen bringt; glaukonitische Globigerinen hätten demnach den Magen- und Darmkanal von Meerestieren, z. B. Echinodermen passiert und seien dort mit Kot gefüllt worden. Diese Erklärung befriedigt im Hinblick auf die gleichzeitige Anwesenheit von glaukonitischen und nicht glaukonitischen Globigerinen in unseren Gesteinen. Doch betont TAKAYASHI, daß auch eine tonige Ausfüllung von Protozoenschalen, sowie vulkanisches Glas, Feldspat, Glimmer (vergl.

auch GALLIHER), oder Augit und kolloidale Kieselsäure das Ursprungsmaterial des Glaukonit bilden können. Glaukonit entstand offenbar aus diesen Muttersubstanzen durch Wasseraufnahme der Kieselsäure und anschließender Absorption von Basen unter gleichzeitigem Verlust von Aluminium (TAKAYASHI), wobei bakterielle Tätigkeit eine große Rolle spielen kann.

Aus dieser summarischen Zusammenfassung geht hervor, daß sehr spezifische Bedingungen für Glaukonitbildung maßgebend sind, deren geologisch-paläogeographische Ursachen jedoch noch ungenügend bekannt sind. Man kann immerhin in unserem Fall an die folgenden Möglichkeiten denken: Zufuhr von vulkanischem Material, klimatische Veränderungen, Auftreten kalter Strömungen, mit anschließender Hypertrophie im küstennahen Sedimentationsbecken, Zufuhr von kristallinem Material aus einem plötzlich aufgetauchten kristallinen Areal im Erosionsbereich der burdigalen See, Bildung eines adriatischen Sonderbeckens mit ungenügender Wasserzirkulation usw.

Bei einer Gesamtbetrachtung darf nicht vergessen werden — und wir wollen dies hier schon vorwegnehmen —, daß zur Oligozän-Miozänwende tatsächlich im ganzen Bereich der Adria glaukonitische Sedimente auftraten. Solche sind in den Arbeiten von STEFANINI (738), VENZO (808) beschrieben, aus denen hervorgeht, daß in Venetien für das Aquitanien der Glaukonit oft als Leitmineral betrachtet werden kann. RENZ (594), SCARSELLA (648) und andere Autoren erwähnen den «bisciaro» Umbriens und die glaukonitischen Mergel mit schwarzem Hornstein. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang der Kieselreichtum eines Gesteins am Monte Carbucone (SCARSELLA, 649). Auch in Umbrien von Gubbio bis zum Gran Sasso ist Glaukonit das Leitmineral des Burdigaliens. Ähnliches konnte in SE-Sizilien festgestellt werden (BALLY, 28). Somit sollte das Auftreten von Glaukonit vor allem auch auf regionalgeologischer Basis erklärt werden, wobei Vulkanismus und Klimaschwankungen am ehesten in Betracht kommen könnten.

d. Mergelige und tonige Kalke.

Sie sind auf die Sedimente des Helvétien und des Tortonien beschränkt; die hierher gehörigen Gesteine treten deshalb nur in der nördlichen und östlichen Maiella auf.

Eine Folge von mehr oder weniger tonigen Mergeln und Mergelkalken hat sich von unten her aus eigentlichen detritischen Kalken entwickelt und geht gegen oben in die tonig-sandigen Ausbildungen des Mio-Pliozäns über. Die Gesteine dieser Gruppe sind weit besser durch ihren Fossilinhalt als durch ihre Lithologie gekennzeichnet. Sie sind meist feinkörnig und sehr oft schwach bituminös.

Von Bedeutung ist vor allem das plötzliche Auftreten von tonigem Material, das mit dem Helvétien den Abschluß der langen Periode ausschließlicher Kalkbildung kennzeichnet. Drei Erklärungsmöglichkeiten für diese grundlegende Änderung der Sedimentationsverhältnisse drängen sich auf.

Zunächst könnte eine allgemeine Tieferlegung des Meeresbodens, in der Folge einer regionalen Transgression zur Bildung von feinkörnigeren Sedimente führen. Diese Erklärung befriedigt nicht vollständig, da ja zur Zeit der Kreide und des Alttertiärs noch weit feinkörnigere Sedimente (Globigerinenkalke, scaglia-Kalke usw.) gebildet wurden, ohne daß größere Mengen tonigen Materials zugeführt worden wären. Außerdem weisen, wie auf S. 167 noch näher aufgeführt werden soll, die Foraminiferenfaunen der zur Diskussion stehenden Kalke einen ausgesprochen neritischen Charakter auf, was sicherlich nicht für eine Tieferlegung des Meeresbodens spricht.

Man kann aber auch annehmen, daß, in der Folge des Auftauchens der Verwitterung ausgesetzter kristalliner Gebiete im weiteren Sedimentationsbereich der mergeligen Bildungen, die nötigen Tonmengen in feinsten Fraktion zur Bildung eben dieser Mergel plötzlich verfügbar wurden. Diese Erklärung rechtfertigt den Ursprung des tonigen Materials, aber nicht die Tatsache, daß die tonigen Sedimente neben anderen mehr kalkigen Bildungen wie den Lithothamnienkalken auftreten.

Die dritte Erklärungsmöglichkeit kann hier helfen. Das plötzliche Zurücktreten grobklastischer Kalkbildungen spricht sicher für ein Nachlassen der Brandungs- und Gezeitenwirkung innerhalb des von uns untersuchten Gebietes. Dies ist wohl in erster Linie auf das Auftauchen zahlreicher Kalkmassive in den Abruzzen (inklusive Maiella und Morrone) aus dem Meer zurückzuführen. Den heutigen Verhältnissen an der dalmatischen Küste wahrscheinlich ähnliche Sedimentationsbedingungen erlaubten, im Schutze der Inselreihen, eine Ablagerung solcher feinkörniger, schlammiger Sedimente, ganz ähnlich wie sie SCHMIDT (660) in Anlehnung an VATOVA (799, 800) von der istrischen Küste beschrieben hat.

e. Durch ihren Fossilinhalt gekennzeichnete Kalke.

Einleitung: In diese wohl wichtigste Gruppe fallen die zahlreichen, in erster Linie, durch ihre Fossilassoziationen gekennzeichneten Gesteine. Mit Absicht wurde der Ausdruck «organogene» Kalke vermieden, da der Hauptanteil der Gesteine meistens klastisch ist. Diese etwas vorsichtige Ausdrucksweise ist in Anlehnung an die Kritik NIGGLI's (519) zu verstehen.

Einerseits wird die Entstehung dieser Gesteine durch ihren Fossilinhalt und durch die Paläo-oekologie der erkennbaren Organismengruppen erklärt; andererseits lassen sich aus den im Vorhergehenden beschriebenen spezifisch lithologischen Eigenschaften einige paläo-oekologischen Grundbedingungen rekonstruieren. Alle diese Fragen sollen in den paläo-oekologischen Abschnitten behandelt werden, an dieser Stelle genüge eine kurze Aufzählung und summarische Charakteristik der wichtigeren Typen.

aa. Alveolinenkalk:

In klein-mittelkörnigen, porösen, kompakten Kalken, in mittel-grobkörnigen Kalkbrekzien, meistens aber in pseudo-oolithischen Kalken treten zahlreiche Alveolinen auf. Oft können Milioliden ihre Rolle übernehmen, in seltenen Fällen tritt *Orbitolites* gesteinscharakterisierend auf (Basis des Monte Nelli), doch wird in allen Fällen eine mehr oder weniger große Anzahl Alveolinen festgestellt. Die Grundmasse besteht oft aus grobkristallinem Kalzit. Dieses Gestein ist für das obere Yprésien leitend.

bb. Nummulitenkalk:

Dieses Gestein beschäftigte schon die ersten geologischen Untersucher unseres Gebietes (PILLA, 559; SAVI und MENEGHINI, 646; TELLINI 768, 769). Man unterscheidet Nummulitenkalke mit einer verhältnismässig kompakten, braunen, feinkörnigen Grundmasse, solche mit einer kreidig erscheinenden porösen, klein-mittelkörnigen Grundmasse und mit zahlreichen Echinodermentrümmern und schließlich noch eigentliche Nummulitenkalkbrekzien. Der graduelle lithologische Unterschied ist wahrscheinlich auf eine verschieden starke diagenetische Verfestigung und auf die primäre Verschiedenkörnigkeit der Gesteine zurückzuführen. Auffallend sind auch reine Nummulitenagglomerate, wie wir sie im oberen Valle Lettopalena auffinden konnten.

Meistens sind Nummulitenkalke auf das obere Lutétien beschränkt, seltener treten sie im mittleren und unteren Lutétien auf. Die jüngsten Nummulitenkalke findet man an der Basis des priabonen Korallenriffs des Monte Amaro.

cc. Bryozoen-Lepidocyclinenkalk:

In einer kreidigen, in einigen Fällen kompakten, fein-klein-mittelkörnigen Grundmasse erkennt man zahlreiche Lepidocyclinen (Nephrolepidinen), sowie untergeordnet und nur selten gesteinsbildend, makroskopisch und bei Lupenbetrachtung schwer erkennbare Miogypsinen. Gemeinsam mit diesen «Orbitoiden» finden sich zahlreiche Bryo-

zoentrümmer, die das an und für sich poröse Ansehen des Gesteins noch stärker betonen, manchmal verdrängen Bryozoentrümmer die «Orbitoiden» fast vollständig. Diese Kalke sind für das Chatien-Aquitaniens leitend, sie spielen im Gebiet der nördlichen Maiella eine dominierende Rolle.

dd. Discocyclinenkalk:

Sie können mit den Nummulitenkalken verglichen werden, nur treten an Stelle der Nummuliten große, flache, scheibenförmige Discocyclinen. Auch diese Kalke findet man im Untersuchungsgebiet fast ausschließlich im Lutétien.

ee. Heterosteginenkalk:

In einer feinkörnigen, braunen, oft auch gelblichen Grundmasse, mit wenigen Kleinforaminiferen fallen vor allem zahlreiche, sehr dünne Heterosteginen auf. Diese Kalke sind eine Spezialität der auffallenden Helvétien-Aufschlüsse des nördlichen Morrone.

ff. Lithothamnienkalk:

Sie sind alle durch einen mehr oder weniger starken Bitumengehalt gekennzeichnet. Ein braun gefärbter, mergelig-bituminöser Typus läßt in einer relativ feinkörnigen Grundmasse zahlreiche Lithothamnienknöllchen erkennen. Dieses Gestein wird bei abnehmendem Bitumengehalt bedeutend heller, bei abnehmendem Tongehalt kompakter. Man kann so die verschiedensten Uebergänge beobachten. Von besonderer Natur sind die tonfreien, extrem porösen, weißen, oft etwas kreidig wirkenden Lithothamnienkalke, deren Grundmasse meist klein-mittelkörnig ist. Diese Gesteine sind für das Helvétien der nördlichen Maiella bezeichnend.

gg. Korallenkalk:

Sie bestehen fast ausschließlich aus den Skeletten fossiler Korallen, nur in einzelnen freibleibenden Zwickeln erkennt man eingelagerte, fein-kleinkörnige, detritische Kalkpartien. Das priabone Korallenriff der obersten Maiellahöhen ist aus diesem Gestein aufgebaut.

hh. Molluskenkalke:

Sie treten in Zusammenhang mit den oben erwähnten Lithothamnienkalken auf. Es lassen sich kompakte, graubraune, bituminöse, von hellbraunen etwas mergeligen, oft glaukonitischen, von plattigen dunkelgrauen oft bituminösen und von braunen schieferigen Kalken unterscheiden. Die einzelnen Gesteine sind außerdem durch die oft kolonienbildenden Lamellibranchier- und Gasteropodenarten unterscheidbar.

ii. Globigerinen- und Globorotalienkalke:

Diese letzte Gruppe spielt eine recht bedeutende Rolle im Tertiär der Maiella. Bald sind es extrem feinkörnige Kalke, bald mergeligere, oft auch glaukonitische Gesteine. Außer zahlreichen pelagischen Foraminiferen, wie Globigerinen, Orbulinen oder Globorotalien, enthalten sie, ebenso oft, doch dann nur in geringer Zahl, benthonische Formen wie Textularien, Lageniden, seltener Milioliden usw. In manchen Fällen kann die Grundmasse so stark zurücktreten, daß beinahe nur noch Globigerinen vorhanden sind; das Gestein erhält so einen scheinbar fast oolithischen makroskopischen Aspekt, schon bei Lupenbetrachtung sind allerdings die zahlreichen Globigerinen mühelos sichtbar.

Als Untergruppe dieser Gesteine müssen die *Cancellophycos*-Kalke betrachtet werden. Tatsächlich handelt es sich auch hier wieder um Globigerinenkalke, die die bekannten besenschweifartigen Bildungen aufweisen, die meistens an den Schichtoberflächen hervortreten, auch aber die Tendenz haben, in die Schicht selber hinabzusteigen und dann häufig gerade senkrecht zur Schichtfläche zu stehen.

5. Das Paleozän

a. Verbreitung und Allgemeines.

Sedimente des Paleozäns finden sich an der Ostflanke der Maiella zwischen der Valle di Macchia Lunga und der Valle di Lettopalena und im Nordteil der Maiella. Die Mächtigkeiten der paleozänen Schichten schwanken zwischen wenigen und ca. 42 Metern. Neben einer basalen Brekzie treten meist detritische Kalke auf, die bald feinkörnig-dicht, bald ziemlich grob-körnig sind.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung.

(1) Die klein-mittel-grobkörnigen Brekzien und detritischen Kalke enthalten:

Alveolina cf. primaeva REICHEL (20, 28 [?])*

Discocyclina cf. seunesi DOUVILLE (10, 19, 20)

Miscellanea miscella d'ARCHIAC (10, 19, 20, 28)

Miscellanea cf. stampi DAVIES (19, 20)

dann kleine *Discocyclina* sp., kleine *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Rotalia* sp., *Coskinolina* sp., (28, Mte. Cavallo), *Lockhartia* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.) *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., Textularien und andere Kleinforaminiferen.

Distichoplax biserialis DIETRICH,

Trümmer von Korallen, Bryozoen, Echinodermen, Rudisten, Inoceramen, von Melobesien, Archaeolithothamnien, Lithothamnien und Siphonien.

Außerdem noch folgende aufgearbeitete kretazische Foraminiferen:

Siderolites calcitrapoides LAMARCK (19)

Omphalocyclus macropora LAMARCK (20)

Orbitoides sp. (20)

(2) Die Fossilien der dichten, feinkörnigen, selten etwas glaukonitischen Kalke sind :

Globigerina sp., und *Globorotalia* sp., sowie zahlreiche Rotaliiden, und aufgearbeitete Fragmente von *Orbitoides* sp.

Beide Fossilgesellschaften sprechen deutlich für ein paleozänes Alter. Ein Vergleich unserer mit anderen Faunen bestätigt diese Auffassung. RENZ (594) kennzeichnet das Paleozän Umbriens als eine scaglia mit Globigerinen und Globorotalien, ebenso weist er in analogem Niveau in der südumbrischen und abruzzesischen Fazies *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC, *Discocyclina seunesi* DOUVILLE, *Lituonella roberti* SCHLUMBERGER und *Rotalia cf. trochidiformis* LAMARCK nach und im obersten Teil die ersten kleinen Nummuliten. Andererseits dürfte unser Paleozän auch mit den tiefsten Alttertiärhorizonten Norditaliens zu identifizieren sein, welche, nach Aussagen von Prof. W. LEUPOLD, an manchen Stellen deutlich über die Oberkreide hinwegtransgredieren und bereits kleine Nummuliten enthalten (vergl. FABIANI, 274—278), während eine mehr pelagische Fazies der Kalke mit Globorotalien und Globigerinen von CITA, 169, 170) am Gardasee beobachtet wurde, ohne daß diese Autorin eine nähere Differenzierung zwischen Yprésien und Paleozän vorgenommen hätte. Betrachten wir die Verhältnisse in der Schweiz, so fällt die faunistische Verwandtschaft mit dem tiefsten Niveau der Einsiedler Riffe (JEANNET, 387; LEUPOLD, 433—435) auf, während SCHAUB (658) im Schlierenflysch der Zentralschweiz ein älteres Paleozän, welches durch *Miscellanea* sp., *Globorotalia* sp. und *Discocyclina* sp. gekennzeichnet ist, von einem jüngeren Paleozän unterscheidet, das außer *Discocyclina*, *Operculina* und bereits primitive Nummuliten enthält. In Frankreich entsprechen diesen Schichten die Kalke von

* In Klammern folgt die Profilnummer oder der Fundort.

Pont Labau mit *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS und *Discocyclus seunesi* DOUVILLE (DOUVILLE, 247, 255; GUBLER & POMEYROL, 341) und Mergel und Sande mit einer reichen Mikrofauna, wobei ebenfalls *Globigerina* und *Globorotalia* vorhanden sind.

Diese Vergleiche geben den Anlaß zu den folgenden Bemerkungen über unsere Fossiliste. Die als *Coskinolina* sp. aufgeführte Form ist möglicherweise identisch mit der von RENZ festgestellten *Lituonella roberti* SCHLUMBERGER. Unsere Bestimmung beruht auf Anschliffen und erfolgte mehr nach dem allgemeinen Aspekt. Für die stratigraphische Zuteilung ist die Frage bedeutungslos. Sehr wahrscheinlich ist die Gattung *Miscellanea* gegen unten zu auf das Paleozän beschränkt, die von Südfrankreich gemeldete Verbreitung im Danien sollte überprüft werden; jedenfalls ist sie in Italien nur im Paleozän bekannt. Wir fanden *Miscellanea* cf. *stampi* DAVIES nur in zwei Schliffen, die Bestimmung wäre an Hand eines reicheren Materials zu überprüfen. Bei den aus dem Paleozän oft festgestellten Globorotalien handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um *Globorotalia velascoensis* CUSHMAN und um *Globorotalia angulata* WHITE, während die Globigerinen in den Formenkreis von *Globigerina bulloides* var. *triloba* d'ORBIGNY zu stellen wären (vergl. GUBLER & POMEYROL, 341; CITA, 169, 170; GRIMSDALE, 336; REICHEL, 589; di NAPOLI, 509). Die Synonymien dieser Formen sind zu überprüfen.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen:

Es lassen sich im Paleozän des Untersuchungsgebietes zwei marine Biofazies erkennen:

(1) Die Biofazies der detritischen Kalke mit *Miscellanea* sp. und *Rotalia* sp., und *Lithothamnien*, als dominierenden, kleinen Nummuliten, Alveolinen, kleinen Discocyclusen, Milio-liden, Bryozoen und Korallen als Nebenformen und den übrigen erwähnten mehr untergeordneten oder Gastformen. Es scheint manchmal, als ob die Zusammenstellung der fossilen Thanatozoenosen einer Auslese der Formen nach Größe entspricht und daß die Mikrofossilkombinationen als zufällig zusammengeschwemmt betrachtet werden müssen. Wie dem auch sei, so erscheint es doch sehr wahrscheinlich, daß die vorliegende Thanatozoenose das Produkt einer Vermischung von Biozoenosen darstellt, welche von der eigentlichen Küste bis in den tiefsten Bereich der Brandungs-, Wellen- und Gezeitenwirkung gereicht haben; diese Zusammenmischung gleichzeitig lebender Faunen verschiedener Lebensbezirke wird noch vermehrt um die aufgearbeiteten kre-tazischen Thanatozoenosen. Wir gehen wohl kaum fehl in der Annahme, die oben erwähnten Formen hätten in der mittelnneritischen Zone gelebt, welche Zone stellenweise durch intensive Wasserbewegung betroffen wurde. Ohne andere gewichtige Anhaltspunkte zu besitzen, möchten wir, nur nach dem faunistischen Aspekt, auf ein warmes Klima und auf eine gute Durchlüftung des Meereswassers schließen.

(2) Die Biofazies der Kalke mit *Globigerina* sp. und *Globorotalia* sp. Die pelagischen Foraminiferenassoziationen und die Feinkörnigkeit des Gesteins dieser Fazies sprechen deutlich für ruhige Sedimentation in einem offenen Meer, doch zeigt die Wechsellagerung mit den oben erwähnten detritischen Kalken, daß auch hier eine neritische Biofazies vorliegt.

Die häufigen, in beiden Zonen auftretenden Kieselknollen sind, auch ihrer Entstehung nach, mit den früher beschriebenen identisch; auch hier kann man vor allem an

Kieselsäureanreicherung als Folge vulkanischer Prozesse denken. Da nie Spuren von Radiolarien und anderen kieseligen Organismen gefunden wurden, erscheint ein organischer Ursprung der Kieselknollen nicht wahrscheinlich, ebenso wenig wie eine Kieselzufuhr von benachbarten kontinentalen Gebieten, da diese ja fast ausschließlich aus kalkigen Sedimenten aufgebaut waren.

Der in einzelnen Gesteinen gefundene schwache Glaukonitgehalt, der ganz deutlich im Zusammenhang mit der Diskordanz an der Basis des Alttertiärs steht, spricht für das zeitweise Vorhandensein schwach anaerober Bedingungen im Becken der Globigerinen- und Globorotaliensedimente.

d. Paläogeographie.

In der Folge epirogenetischer Bewegungen zur Zeit der Kreide-Eozänwende (laramische Phase STILLE's, 746), wurden in unserem Gebiet die Montagna del Morrone, die Hügel von Campo di Giove und der Monte Porrara aus dem Meer emporgehoben. Die, wahrscheinlich nicht sehr ausgeprägte, Hebung führte zu einer intensiveren Erosionstätigkeit, die als direkte Folge der tektonischen Verstellungen die Detritusbildung an der neu gebildeten Küste förderte und so das Entstehen der basalen Brekzien des Paleozäns zur Folge hatte. Von größerer Bedeutung als die Entstehung eines kontinentalen, nur schwach ausgeprägten und wahrscheinlich unterirdisch entwässerten Reliefs war die gleichzeitige Veränderung der submarinen Morphologie, wodurch große, neue Areale der oft tiefgreifenden und sehr destruktiven Wirkung der Brandung-, Wellen- und Gezeitentätigkeit ausgesetzt wurden. Dies förderte die Bildung der detritischen Kalke. Der Verlauf der ehemaligen Küstenlinie ist für diese Zeit des Paleozäns noch kaum zu rekonstruieren. Doch erscheint es wahrscheinlich, daß es im Paleozän noch nicht zur Differenzierung einer küstennahen, im Schutze der Brandung liegenden Zone ruhiger Sedimentation gekommen ist, wie sie dann später im Yprésien deutlich erkannt werden kann.

Der Einwand, das Paleozän sei vielleicht ursprünglich im Gebiet des Morrone abgelagert und dann erst später wegerodiert worden, ist nicht treffend, weil die spärlichen Reste der Brekzien des Lutétien, wie diejenigen der jüngeren Sedimente der Maiella, nur wenige Komponenten des Paleozäns enthalten. Andererseits zeigen die aufgearbeiteten Faunen der klastischen Kalke des Paleozäns selber, daß zur Zeit des Paleozäns gegen Westen zu sicherlich kretazische Schichten wegerodiert wurden, was, in Anbetracht der Karsthydrographie der emergierten Kalkgebiete, wahrscheinlich nur durch marine Abasion im Küstenbereich und im submarinen Brandungsbereich geschehen konnte. Schließlich wurden im Bereich der Maiella die Sedimente des Paleozäns selber vom transgredierenden Yprésien wieder aufgearbeitet. Es ergibt sich somit aus der Sedimentationsgeschichte, daß das Paleozän der Maiella von zwei Phasen tektonischer Aktivität eingerahmt wird, während die Ablagerungen selber in einer ruhigeren Pause der geologischen Geschichte stattfanden. Aus der Faziesverteilung ergibt sich, daß im Paleozän mit zunehmender Entfernung von der Küste die Sedimente feinkörniger und gleichzeitig mächtiger wurden. Dies läßt den Schluß zu, daß auch das Gebiet der Maiella selbst in dieser Zeit nur schwacher Senkung unterworfen war, während die küstenfernen nördlichen und östlichen Gebieten sich offenbar stärker senkten. Im Norden haben die Sedimente offenbar die Tendenz, in die südumbrische Fazies von RENZ (594), gegen Osten recht brüsk in die argille scagliose überzugehen. Das östlich gelegene Sedimentationsbecken der letzteren persistierte im Paleozän unter Fortdauer der besonderen

genetischen Verhältnisse, die auf Seite 97 ff dargestellt wurden. Die Anwesenheit von Kieselknollen im Paleozän der Kalkmassive kann vielleicht in Zusammenhang mit der vulkanischen Genese der argille scagliose gebracht werden.

6. Das Yprésien

a. Allgemeines und Verbreitung:

Die Sedimente dieser Stufe sind im ganzen Gebiet der Maiella vorhanden, sie fehlen dagegen an der Montagna del Morrone, in den Hügeln von Campo di Giove und am Monte Porrara. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen und etwa 50 Metern. Es treten hauptsächlich folgende Ausbildungen auf: Dichte braune und weiße, sowie detritische und feinkörnige — dichte Globigerinenkalke, ferner sehr oft eine basale Brekzie, im Profil Caramanico sogar eine solche innerhalb der Stufe selber, schließlich noch, als leitendes Gestein des obersten Yprésien, Alveolinenkalk.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung:

(1) Die klein-mittelkörnigen Nummulitenkalke enthalten:

Nummulites subdistans de la HARPE (-ROSLOZNIK) (19)

Nummulites spp.

Assilina dowvilléi ABRARD & FABRE

Discocyclus cf. *archiaci* SCHLUMBERGER (28, 25)

dann kleine *Discocyclus* sp., *Alveolina* sp., *Lockhartia* sp., *Gypsina globulus* REUSS, *Rotalia* sp., *Miscellanea* sp., (vielleicht aufgearbeitet) *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., ferner Trümmer von *Lithothamnium* und *Archaeolithothamnium*.

(2) Die klein-mittelkörnigen detritischen Alveolinen - Nummuliten-, Assilinenkalke enthalten:

Nummulites burdigalensis de la HARPE (Basis 17)

Nummulites partschi de la HARPE (Obergrenze 17)

Assilina dowvilléi ABRARD & FABRE (28)

Assilina placentula DESHAYES (*Ass. granulosa* auctorum)

Assilina nili (?) de la HARPE (Obergrenze 20)

Alveolinen:*

Alveolina elongata d'ORBIGNY (7, 11, Obergrenze 17, 28)

Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER (7, 10, 28)

Alveolina cf. *ovulum* STACHE (28)

Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI (7, 10, Obergrenze 17, 20, 28)

Alveolina minutula REICHEL (Obergrenze 20, 28)

Alveolina cf. *milius* CHECCHIA-RISPOLI (Basis 17)

Alveolina oblonga d'ORBIGNY (7, 11)

Alveolina violae CHECCHIA-RISPOLI (11)

Flosculina pasticillata SCHWAGER (17, 28)

außerdem große *Nummulites* sp., der Gruppe von *N. distans* DESHAYES und kleine gepfeilte *Nummulites* sp., *Discocyclus* (*Asterocyclus*) sp., *Coskinolina* sp., wahrscheinlich aufgearbeitete *Discocyclus* cf. *seunesi* DOUVILLE und *Miscellanea miscella* d'ARCHIAC,

* Leider fehlt bis heute eine monographische Behandlung der tertiären Alveolinenpezies, wie sie REICHEL (587) in glänzender Art für die kretazischen Formen ausgeführt hat. Eine solche Monographie würde sicherlich die heute bestehenden Anschauungen über die stratigraphische Verbreitung der tertiären Formen dieser Gattung stark beeinflussen. Wir begnügten uns daher bei der Bestimmung der angeführten Spezies mit einem summarischen Vergleich mit den verschiedenen in der Literatur (140, 151, 264, 585—587) auffindbaren Abbildungen. Das Bedürfnis, die große Mannigfaltigkeit der an der Maiella auftretenden Formen etwas besser zu demonstrieren, bestimmte uns zu diesem vielleicht nicht ganz korrekten Vorgehen.

außerdem Milioliden, Rotaliiden und andere Kleinforaminiferen, sowie Trümmer von Echinodermen, Mollusken, Lithothamnien usw. *Gypsina globulus* REUSS.

(3) Die klein, mittelkörnigen, meist pseudo-oolithischen Alveolinenkalke enthalten:

Alveolina oblonga d'ORBIGNY (15, 17)

Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER (15, 17, 7)

Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI (15, 17)

Alveolina minutula REICHEL (15, 17)

Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI (15)

Alveolina primaeva REICHEL (7)

Alveolina cf. ovulum STACHE (7)

Alveolina cf. violae CHECCHIA-RISPOLI (11)

Orbitolites complanatus LAMARCK (15, 7, 17)

außerdem *Fosculina* spp., *Peneroplis* sp. und ganz selten *Nummulites* sp., dann Rotaliiden, Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.), sowie wenige Echinodermentrümmer.

(4) Kalke mit *Orbitolites complanatus* LAMARCK, finden sich an der Basis des Monte Nelli, sie enthalten neben wenigen Alveolinen fast ausschließlich *O. complanatus* LAMARCK.

(5) Feinkörnige Miliolidenkalke enthalten fast ausschließlich *Pyrgo* sp., und *Quinqueloculina* sp.

(6) Feinkörnige-dichte Kalke mit *Globigerina* sp.

(7) Die basalen Brekzien des Yprésien enthalten außer wenigen leitenden Formen (Alveolinen, Nummuliten und Assilinen) noch folgende paleozäne Formen: *Miscellanea* sp., und Kalke mit *Globorotalia* sp. und folgende kretazische Formen:

Orbitoides media d'ARCHIAC

und in einem Geröll:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN,

Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU,

Globotruncana cf. conica WHITE

Gümbelina sp. und *Globigerina* sp.,

außerdem Rudistentrümmer.

Das Gesamtbild der Foraminiferenassoziationen zeigt eindeutig das Yprésien an. Als leitende Formen müssen betrachtet werden:

Nummulites subdistans de la HARPE-ROZLOZSNIK

Nach Prof. W. LEUPOLD, der unsere Form bestimmte, tritt sie in den untersten Teilen des Einsiedler Untereozäns auf (433). SCHAUB (658) fand sie im oberen Yprésien des zentralschweizerischen Schlierenflyschs.

Nummulites burdigalensis de la HARPE

Nach Prof. W. LEUPOLD ist diese Form in der Aquitaine für das obere Yprésien charakteristisch. In jüngster Zeit wurde dies von SCHAUB für den Schlierenflysch bestätigt.

Nummulites partschi de la HARPE

Nach SCHAUB (658) ebenfalls ein Leitfossil des oberen Yprésien. Daß sie in der Aquitaine für das Yprésien leitend ist, wird neuerdings von GUBLER & POMEYROL bestätigt. Nach Prof. W. LEUPOLD ist sie auch für das Yprésien des Vicentins leitend.

Assilina placentula DESHAYES

Ohne auf die nomenklatorische Diskussion der sonst bisher stets unter dem Namen *A. granulosa* d'ARCHIAC aufgeführten Form näher einzugehen, übernehmen wir hier den neuesten Vorschlag von SCHAUB (658), der für die Form *Assilina granulosa* var. *minor* HEIM, die Bezeichnung *Assilina placentula* DESHAYES einsetzt, während er für *A. granulosa* var. *maior* HEIM, die Bezeichnung *Assilina douvillei* ABRARD &

FABRE übernimmt. *Assilina placentula* bleibt nach den Arbeiten H. DOUVILLE's (247, 255) und von GUBLER & POMEYROL (341) in den klassischen Profilen der Aquitaine auf das Yprésien beschränkt. Sie ist, in Gesellschaft der übrigen Yprésien-Leitnummuliten, in den Nummulitenkalken von Einsiedeln sehr häufig (JEANNET, LEUPOLD & BUCK, 387, LEUPOLD, 433—435), sowie im Yprésienanteil des Schlierenflynss (SCHAUB, 658) vertreten. Im Vinzentin konnte Prof. W. LEUPOLD (Mitteilung) die Form bei der Chiesa Vecchia di Càvalo, (mit *N. subdistans*, *N. partschi* und *N. pratti*), im Membro di Chiampo inferiore FABIANI's (276), und in den Kalken von Brusaferrì feststellen. Ein analoges Niveau konnten er und der Schreiber in der Umgebung von Vieste auf der Halbinsel Gargano auffinden und zwar an der Straße etwa 1,5 km NW der Lokalität von San Lorenzo, wo neben unzähligen Individuen von *Assilina placentula* ebenfalls *Nummulites pratti* d'ARCHIAC vorkommt.

Assilina dowvillei ABRARD & FABRE

Zur Nomenklatur dieser Form siehe oben. Den Angaben DOUVILLE's, LEUPOLD's und nun auch SCHAUB's ist zu entnehmen, daß diese Form überall etwas später einsetzt und etwas höher hinauf reicht als die vorgehend beschriebene; sie ist eine Spätmutteration von *Assilina placentula* DESHAYES, welche das oberste Yprésien charakterisiert und nach oben zu nicht über dasselbe hinausgeht.

Mit den genannten Autoren muß man annehmen, daß der vertikale Verbreitungsbe reich der «*Assilina granulosa*»-Formen den höheren Hauptanteil der Yprésienstufe einnimmt. Bei einem Vergleich unserer Faunen mit den allerdings viel exakter ausgearbeiteten SCHAUB's fällt auf, daß die primitiveren Assilinen und anderen charakteristischen Nummulitenformen des untersten Yprésien hier nicht beobachtet wurden, so daß man vermuten möchte, diese Horizonte seien entweder nicht abgelagert oder dann bei der Felduntersuchung übersehen worden.

Nun finden sich die angeführten Alveolinen noch durchaus innerhalb des vertikalen Verbreitungsgebietes der erwähnten Yprésien-Leitnummuliten und vor allem der «*Assilina granulosa*»-Formen, so daß man sich überzeugen muß, daß sie ebenfalls noch ins Yprésien und zwar in dessen obersten Teil gehören. Dies entspricht nicht der geläufigen Auffassung, nach der die großen Alveolinenformen (*A. elongata*, *A. violae*) eher als Formen des Lutétien betrachtet werden und das Maximum der Alveolinen-Entwicklung an die Basis des Lutétiens gestellt wird (vergl. REICHEL, 587). Ein Vergleich mit anderen Alveolinenkalken des Mediterrangebietes drängen sich auf. Die Faunen der verschiedenen Alveolinen-niveaus des Monte Postale im Vizentin (FABIANI, 276, 275) sind durchaus mit unseren vergleichbar. Doch sind nach mündlicher Mitteilung von Prof. W. LEUPOLD die stratigraphischen und die tektonischen Verhältnisse der Alveolinenkalke am Monte Postale infolge von Verstellungen durch Brüche und von eruptiven Durchbrüchen nicht einfach und noch nicht genügend abgeklärt; es bleibt immer noch nachzuweisen, ob an Stelle von Lutétien — nach bisheriger Auffassung — nicht eher Yprésien vorliegt. Die Stellung des bekannten Hauptalveolinenkalkes der dinarischen Provinz erscheint ebenfalls noch nicht genau abgeklärt zu sein.

Zur Alveolinenbestimmung verweisen wir auf die Anmerkung der Seite 129. Es scheint vorläufig nicht so, als ob einzelne Spezies leitende Formen seien. Die von uns beobachteten *Alveolina primaeva* REICHEL und *Alveolina ovulum* STACHE waren, im Sinne der Bemerkungen von REICHEL, von der fein gebauten *Alveolina minutula* REICHEL wohl zu unterscheiden, und es scheint, als ob diese letzteren primitiven Formen bis ins Yprésien hinein persistieren.

Es wurde schon früher darauf aufmerksam gemacht, daß die von SILVESTRI beschriebene *Alveolina maiellana* aus dem Museum von Pisa in Wirklichkeit mit der *Alveolina violae* verwechselt wurde, da uns so riesige Alveolinen aus der Kreide der Maiella nicht bekannt sind (vergleiche Seite 89). Riesenformen, wie die *Alveolina gigantea* CHECCHIA-RISPOLI konnten wir in unserem Gebiet nicht beobachten, und es scheint, als ob sie tatsächlich erst im untersten Lutétien auftritt, denn Prof. W. LEUPOLD und der Verfasser fanden eine solche auf der Halbinsel Gargano bei der Lokalität San Lorenzo bei Vieste zusammen mit *Assilina spira* de ROISSY (unt. Lutétien).

Schließlich muß bemerkt werden, daß *Orbitolites complanatus* LAMARCK von uns als provisorische Bezeichnung angeführt wird, für unzweifelhafte Bestimmungen ist das Studium zahlreicher Dünnschliffe nötig. Wie DONCIEUX (238), DAVIES & PINFOLD (218) feststellen, und SCHAUB (658) nochmals ausdrücklich, im Gegensatz zu CUVILLIER (211) betont, tritt diese Form schon im Yprésien auf.

c. Paläo-ökologische Bemerkungen:

Wir unterscheiden folgende fossile Biofazies:

(1) Biofazies der Alveolinen-, Orbitolites- und Miliolidenkalke:

Für die drei Foraminiferengruppen waren die Lebensbedingungen und der Lebensraum angenähert dieselben, da die charakteristischen Thanatozoonosen in lithologisch verwandten Gesteinen eingebettet sind.

Wechselweise stellen entweder die Alveolinen oder Orbitolites oder Milioliden die Hauptformen dieser Biozoonosen, wogegen dann jeweiligen die anderen Formen als Nebenformen zurücktreten; als untergeordnete Formen treten Assilinen und Nummuliten hinzu. Die auffallende Homogenität der fossilen Faunen und das fast ausschließliche Auftreten porzellaner Foraminiferen spricht wohl eindeutig dafür, daß hier tatsächlich versteinerte Biozoonosen vorliegen und nicht irgendwie zufällig zusammengeschwemmte Foraminiferenassoziationen. Im oberen Yprésien hatten Alveolinen in ganz bestimmten Lebensräumen optimale Entwicklungsmöglichkeiten. Als rezentem Vergleichsobjekt steht die meist im Pazifik auftretende *Alveolinella quoyi* d'ORBIGNY zur Verfügung. Sicherlich brauchen die rezenten Lebensbedingungen dieser Spezies nicht identisch mit denen anderer Glieder der Familie der Alveoliniden zu sein und ebenso wenig brauchen in geologisch weit zurückliegenden Zeiten ähnliche Bedingungen vorhanden gewesen zu sein, aber dennoch kann ein Vergleich mit der Ökologie dieser rezenten Spezies, falls sich keine nennenswerten Widersprüche zeigen, interessant sein. *Alveolinella quoyi* d'ORBIGNY tritt also vor allem im tropischen pazifischen Ozean auf und ist ein typischer Flachwasserbewohner; sie wurde in Tiefen von 0—110 Meter gefunden, nach CUSHMAN in der Philippinen-Gruppe am häufigsten zwischen 18—58 Metern, nach HOFKER in Ostindien in maximaler Entwicklung bei 22 m Tiefe.

Da die Genese der Pseudo-oolithe und das Auftreten von Milioliden (siehe S. 80) auch zu demselben Schluß berechtigen, kann man annehmen, unsere Alveolinen haben in einer flachen, warmen, tropischen See in Tiefen 10 und 60 m, bei sehr guten Durchlüftungszustand des bodennahen Wassers, in einem von Strömungen wohl kaum betroffenen lagunenartigen Bereich gelebt. Ein solcher sei zwischen der eigentlichen Küste des aufsteigenden Morronemassivs und einer dieser Küste ziemlich weit vorgelagerten Kalksandbank gelegen gewesen, daher außerhalb der eigentlichen Brandungstätigkeit,

nur im Bereich schwächerer Translationswellen. Diese speziellen Bedingungen brachten es mit sich, daß die Kalkfragmente und die Alveolinen hin und hergerollt wurden, so daß die letzteren auch in die anschließende Zone (2) verfrachtet werden konnten.

Zwischen der Alveolinen-Fazies und der Milioliden-Peneropliiden-Fazies, welche HENSON (371) im Tertiär des mittleren Ostens, jeweilen zwischen den eigentlichen Barrièreriffen und der Küste eingeschaltet findet, besteht offenbar große Analogie.

(2) Biofazies der detritischen Nummulitenkalke:

Hier herrschen die gleichen Lebensbedingungen, wie in der Zone der detritischen Kalke des Paleozäns oder in der Zone klein-mittelkörniger Vorriffkalke der Kreide: Warme, wahrscheinlich tropische See, intensive Brandungs- und Wellentätigkeit, die zur Zertrümmerung früher abgelagerter Sedimente und der Schalen gleichzeitig lebender Foraminiferenformen führte. Infolgedessen zeigen sich Aufarbeitungserscheinungen, die wegen der schmalen Mächtigkeit paleozäner Sedimente leicht auch die Kalke der oberen Kreide erreichen konnten.

Im Gegensatz zu den Alveolinen, die sanft bewegtes Wasser bevorzugen, waren die Nummuliten besser an eine kräftige Brandung angepaßt, sie hatten ein stärkeres Sauerstoffbedürfnis, vielleicht zogen sie auch etwas erniedrigte Temperaturen und Salinitäten vor. Die Hauptformen dieser Zone sind Nummuliten, Assilinen und Rotalien, als Nebenformen müssen Alveolinen aufgefaßt werden, die wohl teils lebend, teils tot, eingeschwemmt wurden. Das spärliche Auftreten von Nummuliten in der ersten Zone und die Häufigkeit der Alveolinen in der zweiten Zone spricht für eine allgemeine Transportrichtung von SSW nach NNE. Schließlich können die selten auftretenden Globigerinen als eigentliche Gastformen der vorliegenden fossilen Biozoenosen gelten. Auch hier glauben wir, daß man es, trotz manchmal recht auffallender Aufarbeitungserscheinungen, mit einer relativ reinen fossilen Biozoenose zu tun hat und nicht mit einer zufällig zusammengeschwemmten Thanatozoenose.

(3) Biofazies der Globigerinenkalke:

Wie die Scaglia-Kalke und die Globorotalienkalke des Paleozäns wurden die Globigerinenkalke des Yprésien außerhalb des litoralen Brandungsbereichs, aber immer noch innerhalb der neritischen Zone abgelagert (vergl. S. 96 ff.).

d. Paläogeographie:

Die schon im Paleozän vorhandene geo-morphologische Gliederung bleibt im Yprésien bestehen. Auch in dieser geologischen Epoche ragen der Morrone, der Monte Porrara und die Hügel von Campo di Giove aus dem Meer empor. Die tektonischen Verschiebungen, die in der Uebergangszeit vom Paleozän zum Yprésien intensiver wurden und auch noch während der Sedimentation des Yprésien andauerten, führten zu entsprechenden Verstellungen des Untergrunds. Dies hatte die Bildung basaler Brekzien zur Folge und führte vor allem zur Ausbildung einer gut sichtbaren Diskordanz (Obere Valle di Macchia lunga, Profil Macerone).

Die basalen Brekzien sind immer zwischen mehr oder weniger gleichartigen Bildungen eingeschaltet, so daß die sonst in der Wechsellagerung zwischen tiefer sedimentierten Globigerinenkalken und flacher gebildeten detritischen Kalken zum Ausdruck kommende transgressive und regressive Tendenz verwischt ist. Ebenso wenig läßt sich in diesen basalen Brekzienbildungen die bei den Brekzien der Torrettaserie so auffallende Körnigkeitsabnahme gegen oben (graded bedding) erkennen, so daß hier eine Vergleichung mit turbidity currents nicht zutrifft. Das Material der Brekzien sieht in

der Tat nicht so aus, als ob es von weiter abgelegenen Gebieten in unser Gebiet transportiert worden wäre, es scheint vielmehr in situ aufgearbeitet worden zu sein. So gelangt man zum Schluß, daß die basalen Brekzien direkt an Ort und Stelle infolge kleiner, tektonischer Vorstellungen des Untergrundes entstanden sind, der sich aber grosso modo immer in gleicher Meerestiefe befand und der nur in seiner lokalen, submarinen Morphologie etwas verändert wurde, was dann zu einer relativ kurzfristigen Brekzienphase führen konnte. Gegen oben ist das Yprésien durch eine Diskordanz vom Lutétien getrennt. Im Yprésien, wie schon im Maestrichtien, ist die Sedimentmächtigkeit im Gebiete des Monte Amaro am größten, während sie gegen die Ränder der Maiella hin auf allen Seiten abnimmt. Es ist die gleiche Tendenz zur Senkung der zentralen Maiella, die, wie erwähnt, in der oberen Kreide schon stark ausgeprägt war und die im Paleozän für kurze Zeit — offenbar schwankte in dieser Zeit das Maiellagebiet zwischen einem Morrone-artigen Aufstieg und einer erneuten Senkung — unterbrochen, dann aber fortgesetzt wurde.

Im Gebiet der argille scagliose haben sich im Verlauf des Yprésien die Verhältnisse kaum geändert; auch zu dieser Zeit muß zwischen den Kalkmassiven und dem Molise der bruske seitliche Uebergang von der hoch-mittelneritischen Kalkfazies in eine tief-neritische stark vulkanisch beeinflusste Tonfazies persistiert haben. Auffallenderweise treten im Gegensatz zu den anderen Formationen, im Yprésien der Kalkfazies praktisch keine Kieselknollen auf, was vielleicht auf einen momentanen Unterbruch vulkanischer Beeinflussung im Kalkgebiet hinweist.

7. Das Lutétien

a. Verbreitung und Allgemeines.

Abgesehen von wenigen schmalmächtigen Brekzienserien an der Montagna del Morrone und am Monte Porrara, tritt das Lutétien fast ausschließlich im Bereich der Maiella auf. Die nachgewiesenen Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen und etwa 60 Metern. Zur Hauptsache findet man dichte feinkörnige, braune Kalke, detritische Kalke und Brekzien, seltener Konglomerate, ferner die auffallenden Nummulitenkalke und schließlich Globigerinenkalke und Kiesellagen.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung.

(1) Die feinkörnigen bis dichten, manchmal etwas bituminösen braunen Kalke enthalten *Globigerina* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp.) und zahlreiche Rotaliden.

(2) Kompakte Miliolidenkalke und Miliolidenkalkbrekzien enthalten: Milioliden (*Pyrgo* sp.) aufgearbeitete *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Textularia* sp., *Orbitolites complanatus* LAMARCK, sowie Trümmer von Rudisten und Bryozoen.

(3) Die Fossilassoziationen der Nummulitenkalke und basalen Brekzien des unteren Lutétien bestehen aus:

aa. Leitende Formen:

Nummulites polygyratus DESHAYES (16, 19)

Nummulites uroniensis de la HARPE (18, 19)

Nummulites laevigatus LAMARCK (15, 19)

Assilina spira de ROISSY (19)

Assilina subspira de la HARPE (20)

bb. Wahrscheinlich aufgearbeitete und untypische Formen meist aus den basalen Brekzien:

Nummulites tchibatcheffi d'ARCHIAC (19)

(nach DOUVILLE (244) A-Form von *N. distans* DESHAYES)

Nummulites parvus DOUVILLE (19)
Assilina placentula DESHAYES (19)
Assilina douvillei ABRARD & FABRE (12)
Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER (12)
Alveolina oblonga d'ORBIGNY (12)
Gypsina globulus REUSS
Alveolina spp., *Discocyclus* spp.

weiter noch Trümmer von Echinodermen, Mollusken, Bryozoen und Lithothamnien, sowie zahlreiche Kleinforaminiferen.

(4) Nummuliten-Discocycluskalke des mittleren Lutétien: des Profils Macerone (19) enthalten:

Nummulites laevigatus LAMARCK
Nummulites sismondai d'ARCHIAC
Chapmanina sp., (?), zahlreiche große

Discocyclus spp., sowie Rotalien, *Ditrupa* sp., Trümmer von Mollusken, von Echinodermen und von Lithothamnien.

(5) Nummulitenkalke des oberen Lutétien enthalten:

Nummulites millecaput BOUBÉE (b) (10, 20, 22)
Nummulites helveticus KAUFMANN (A) (15, 17, 19, 20, 22)
Nummulites perforatus Typus von d'ARCHIAC (A und B) (10, 11, 12, 16, 17, 19, 20)
Nummulites brogniarti d'ARCHIAC (11)
Nummulites striatus BRUGUIÈRE (12, 20)
Nummulites rouaulti d'ARCHIAC (15) (A-Form zu *N. aturicus*)
Assilina exponens SOWERBY (17)
Chapmanina cf. *gassinensis* SILVESTRI (15, 20)
Discocyclus (*Asterocyclus*) sp.,
große *Discocyclus* spp.,
Alveolina spp. (teilweise wahrscheinlich aufgearbeitet)
Milioliden (*Pyrgo* sp.)
Gypsina globulus REUSS

(6) Aus den grobkörnigen Kalkbrekzien des oberen Lutétien der Montagna del Morrone wurden bestimmt:

Nummulites millecaput BOUBÉE
Nummulites helveticus KAUFMANN
große *Discocyclus* spp.,
Discocyclus (*Asterocyclus*) sp.,
Alveolina cf. *schwageri* CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina spp., *Fosculina* sp.,

außerdem in Komponenten des Paleozäns: Rotalien und kleine Discocyclusen.

Mit Ausnahme der Nummuliten können alle Formen als aufgearbeitet betrachtet werden.

Es zeigt sich, daß praktisch sämtliche Listen früherer Autoren sich auf die Gruppe der Nummuliten des oberen Lutétien beziehen. Dies verwundert nicht, wenn man bedenkt, daß tatsächlich nur im oberen Lutétien der Maiella Nummuliten gesteinsbildend auftreten, während sie sich in allen tieferen Schichten des Alttertiärs nur sporadisch finden und in keinem Fall so auffallend sind wie die Formen aus diesem Niveau. Die älteren Fossilisten wurden von SACCO (625) in vereinfachter Form zusammengefaßt, neuere Listen sind vor allem in den Arbeiten von PRINCIPI (569, 574) enthalten. Wir berücksichtigen die Resultate dieser früheren Arbeiten nur insofern, als sie nicht in sichtlichem Widerspruch zu den neueren Erkenntnissen der Nummulitenstratigraphie stehen.

Mit erstaunlicher Zuverlässigkeit sind die Nummuliten der Maiella von TELLINI (768, 769) bestimmt worden, leider sind aber die Faunen meistens auf Grund einzelner Handstücke ohne Berücksichtigung des stratigraphischen Zusammenhangs bearbeitet worden, was den früher an die Stratigraphie gestellten Anforderungen durchaus genügt. Daß die behandelten Gesteine sicherlich ins obere Lutétien zu stellen sind, geht von allem Anfang an aus der Anwesenheit von *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Nummulites perforatus* Typus von d'ARCHIAC und *Nummulites brogniarti* d'ARCHIAC hervor. TELLINI hat folgende, lithologisch verschiedene Gruppen behandelt:

1. Weißer, detritischer Kalk mit Nummuliten vom Colle delle Macchie, östlich Caramanico, und aus einer Asphaltmine der nördlichen Maiella; letztere Fundortsbezeichnung müssen wir

bezweifeln, da unseres Wissens in keiner Asphaltmine Nummulitenkalke des Lutétiens gefunden wurden. Der Kalk enthält *Nummulites* spp. und *Operculina* spp.

2. Grauer Nummulitenkieselknollen, nach TELLINI oberhalb des wichtigsten Nummulitenhorizonts gelegen und in der Umgebung von Pretoro gefunden mit:

Nummulites tchihatcheffi d'ARCHIAC, von TELLINI noch als A-Form zu *N. millecaput* und somit als synonym mit *Nummulites helveticus* KAUFMANN angesehen. Wahrscheinlich handelt es sich bei den von TELLINI als *N. tchihatcheffi* bestimmten Formen in Wirklichkeit stets um *N. helveticus*.

Nummulites guettardi d'ARCHIAC, dessen Bestimmung und stratigraphische Stellung durchaus nicht abgeklärt ist; nach ROZLOZNIK (603) vielleicht als A-Form von *Nummulites rotularia* DESHAYES aufzufassen.

Nummulites spp. und *Orbitoides* spp. (= *Discocyclus* spp.).

3. Harter gelblicher Kalk des Colle Alto bei Caramanico und des Guado San Leonardo. Hier deutet TELLINI schon an, daß es sich um Gesteinsproben handelt, die dem Gehängeschutt entnommen wurden, und tatsächlich entstammen sie sicherlich den großen, in unserer Karte dargestellten Schuttmassen. Außer den zwei oben erwähnten Spezies enthalten sie:

Nummulites complanatus LAMARCK = *Nummulites millecaput* BOUBÉE

Nummulites perforatus d'ORBIGNY = *Nummulites perforatus*, B-Form, Typus d'ARCHIAC

Nummulites biarritzensis d'ARCHIAC = idem.

Nummulites subdiscorbina de la HARPE = idem.

Nummulites melii TELLINI = idem.

Nummulites variolarius SOWERBY = idem. (Vorkommen unwahrscheinlich)

Nummulites anomala de la HARPE = *Amphistegina* sp. (?) vergl. ROZLOZNIK (603)

Nummulites montis-fracti KAUFMANN; nach TELLINI ist dies die vermutete B-Form zu *N. anomala* vergl. ROZLOZNIK (603)

Nummulites perforatus var. *renevieri* de la HARPE = *Nummulites renevieri* de la HARPE

Nummulites lucasana DEFRANCE, (umfassend *N. lucasana*, *typica* und *N. lucasana* var. *obsoleta* de la HARPE);

unter dieser Bezeichnung verbergen sich (vergl. Diskussion in BOUSSAC, 83) entsprechend damaliger Auffassung jedenfalls verschiedene zu großen B-Formen des Perforatus-Kreises gehörende A-Formen, darunter wahrscheinlich auch die A-Form zum obenstehenden *N. perforatus*, Typus (B-Form).

Nummulites brogniarti d'ARCHIAC = idem.

Nummulites molli var. *verbeeki* TELLINI = idem. (seither nicht revidiert)

Nummulites spp.

Assilina subspira de la HARPE = idem.

Assilina mamillata d'ARCHIAC = idem.

Operculina spp.

Orbitoides ephippium SCHLOTHEIM = *Discocyclus ephippium* (SCHLOTHEIM), oder vielleicht *Discocyclus sella* d'ARCHIAC

Orbitoides spp., = *Discocyclus* spp.

Alveolina acuta SAVI & MENEGHINI

Alveolina spp.

4. Weißer, kreibiger Kalk des Pianogrande und nicht anstehende Gesteinsproben des Colle Alto bei Caramanico, sowie des Guado San Leonardo, mit den meisten wichtigeren der oben erwähnten Fossilformen und außerdem mit:

Nummulites lucasana var. *meneghini* d'ARCHIAC = idem., vergl. Bemerkung zu *N. lucasana*)

Nummulites subgarganica TELLINI = idem. (seither nicht revidiert)

Nummulites italica TELLINI = idem.

Operculina ammonica LEYMERIE = idem.

Operculina diomedea TELLINI = idem.

Orbitoides fortisi d'ARCHIAC = vielleicht *Discocyclus fortisi* (d'ARCHIAC)

Orbitoides priaboniensis GUEMBEL = *Discocyclus priaboniensis* (GUEMBEL)

5. Weißer kompakter Kalk mit wenigen Nummuliten aus der Umgebung von Caramanico und vom Guado San Leonardo. Wiederum handelt es sich um nicht anstehende Gesteine. Die meisten oben erwähnten charakteristischen Formen treten auch hier wieder auf; hinzu kommt noch:

Nummulites orsinii MENEGHINI (vergl. de la HARPE, 358)

6. Discocyclinen-Nummulitenbrekzie ohne Fundortangabe mit den meisten oben erwähnten Formen sowie mit:

Nummulites gizebensis var. *lyelli* d'ARCHIAC.

Soweit die Fossilisten von TELLINI. Die nachfolgend noch erwähnten Fundorte ergaben ähnliche Faunen, die von den jeweils in Klammern angegebenen Autoren bestimmt wurden, wobei bemerkt werden muß, daß wohl einzig die Bestimmungen TELLINI's und die wenigen Bestimmungen von THIEL den heutigen Anforderungen genügen dürften. Wir begnügen uns daher mit einer summarischen Aufzählung der Fundorte:

Kalke bei Manoppello (GENTILE, 318).

Ungenau Fundortbezeichnung, Umgebung von Prezza, in der Ebene von Sulmona außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegen (CHECCHIA-RISPOLI, 116, PRINCIPI, 574).

Maiella, west. Femmina morta (CHECCHIA-RISPOLI, 116).

Colle Malvarano (CHECCHIA-RISPOLI, 116; de GASPERI, 316):

Wahrscheinlich nicht anstehend.

Miniera San Giorgio, tiefste Schichten (PREVER in SACCO, 625): Fundort zweifelhaft.

Fosso St. Angelo unterhalb Colle dell'Astoro (PREVER in SACCO, 625).

Geröll aus dem Valle Cusano, unterhalb Roccamorice (PREVER in SACCO, 625).

Gelblicher Kalk des Colle Castellano bei Caramanico (PREVER in SACCO, 625).

Westflanke der Maiella (PREVER in SACCO, 625).

Cave dell'Incoronata, südlich Sulmona, außerhalb des Untersuchungsgebietes (TELLINI, 768, 769; PREVER, 586; PREVER in SACCO, 625).

Fosso St. Angelo (TELLINI, 768, 769; NOVARESE, 524) mit

Nummulites complanatus LAMARCK = *Nummulites millecaput* BOUBEE,

Nummulites tchihatcheffi d'ARCHIAC (wahrscheinlich ist *Nummulites helveticus* KAUFMANN gemeint)

Nummulites striatus BRUGUIERE

Tre Portoni (bei der Höhenkurve von 2740 (de GASPERI, 316)

westlich Grotta Caprara (de GASPERI, 316)

Serra Carracino (de GASPERI, 316)

Monte Tavola Rotonda (de GASPERI, 316)

Fondo di Femmina morta (de GASPERI, 316)

Gelbliche, kieselige Kalke der Valle d'Orfento (de GASPERI, 316)

Colle delle Civita (PRINCIPI, 569)

Fonte di Maiella (de GASPERI, 316)

7. Weißliche-gelbliche, manchmal kreidige, feinkörnige Kalke mit *Globigerina* sp. mit wenigen *Globorotalia* sp. und anderen Kleinforaminiferen.

Aus den zuerst mitgeteilten Fossilisten unserer niveaumäßig gesammelten Gesteinsproben, kombiniert mit denjenigen Bestimmungen aus den älteren Fossilisten, welche als zuverlässig angesehen oder nomenklatorisch umgedeutet werden können, ergibt sich, daß auch hier in ähnlicher Weise auf Grund der Nummulitenfaunen drei Unterabteilungen des Lutétien unterschieden werden können, wie dies von Prof. W. LEUPOLD in der Aquitaine, Oberitalien und den Alpen nachgewiesen worden ist. Diese drei Abteilungen sind hier, wie anderswo, durch folgende Leitnummuliten charakterisiert:

Oberes Lutétien mit:

Nummulites perforatus, B-Form, Typus d'ARCHIAC

Nummulites aturicus JOLY & LEYMERIE (ebenfalls mittleres Lutétien)

Nummulites rouaulti d'ARCHIAC (ebenfalls mittleres Lutétien)

Nummulites brogniarti d'ARCHIAC

Nummulites millecaput BOUBEE (teilweise auch noch mittleres Lutétien)

Nummulites helveticus KAUFMANN

Nummulites gizebensis var. *lyelli* d'ARCHIAC

Nummulites biarrizensis d'ARCHIAC

Nummulites striatus BRUGUIERE (geht aus dem oberen Lutétien noch ins Priabonien)

Assilina exponens SOWERBY (ebenfalls mittleres Lutétien)

Assilina mamillata d'ARCHIAC (ebenfalls mittleres Lutétien)

Mittleres Lutétien mit:

Nummulites sismondai d'ARCHIAC

Nummulites laevigatus LAMARCK

Unteres Lutétien mit:

Nummulites uroniensis de la HARPE

Nummulites laevigatus LAMARCK (ebenfalls mittleres Lutétien)

Nummulites polygyratus DESHAYES

Assilina spira de ROISSY

Assilina subspira de la HARPE

Bevor wir diese Gliederung des Lutétienprofils noch durch den Vergleich mit Faunen anderer Lokalitäten stützen, möchten wir zu Nomenklatur und Synonymie der oben genannten Nummulitenspezies noch folgende Bemerkungen hinzufügen, wobei wir auf diese Fragen in aller Kürze und nur soweit eintreten, als dies zur Begründung der stratigraphischen Auffassung notwendig ist.

Ganz allgemein sei bemerkt, daß bei den Nummuliten die bekannten verschiedenen Speziesnamen für die A- und B-formen beibehalten worden sind. Obwohl dieses Vorgehen, da mit den Regeln der zoologischen Nomenklatur nicht vereinbar, schon mehrfach verurteilt worden ist (vergl. z. B. SCHAUB, 658), so ist gerade bei den großen B-Formen der Lutétien-Nummuliten die Zuweisung bestimmter makrosphärer Formen als zugehörige A-Generation nur in einigen Fällen, wie den Paaren *N. millecaput-helveticus* oder *N. aturicus-rouaulti* sicher gestellt, bei anderen Formen aber noch durchaus problematisch. Solange dies mangels einer gründlichen Revision der Nummulitenarten des Lutétien der Fall ist, ist die auch hier angewandte traditionelle Bezeichnungsweise sicher vorzuziehen, indem sie alle stratigraphische Konfusion vermeidet, wie sie bei einer verfrühten Kombination von Namenpaaren leicht entstehen könnte.

Bei der Nummulitenbestimmung, bei der stratigraphischen Zuteilung zu den verschiedenen Horizonten und bei nomenklatorischen Fragen hat uns Herr Prof. W. LEUPOLD geholfen, dem wir auch an dieser Stelle unseren verbindlichen Dank aussprechen. Die hier vertretene Auffassung ist das Ergebnis eingehender gemeinsamer Aussprachen. Teilweise geht sie auch aus Arbeiten von BIEDA (62—64), DOUVILLE (241, 245, 240, 255), de la HARPE (353—359), BOUSSAC (80—83), DONCIEUX (237, 238), ROZLOZNIK (602, 603), FURRER (306), SCHUMACHER (663, 664), LEUPOLD (432—435) und SCHAUB (658) hervor.

Nummulites polygyratus DESHAYES: W. LEUPOLD bestätigt neuerdings die Verbreitung dieser Form im untersten Mitteleozän der Aquitaine (Mergel von St. Barthélemy), von wo sie schon in den Arbeiten von DOUVILLE (247, 255) vermeldet worden ist.

Nummulites uroniensis de la HARPE: Zum erstenmal durch de la HARPE (358), danach von Sisikon durch Arn. HEIM (364) beschrieben, sollte diese Form laut SCHUMACHER (663), korrekterweise wieder *N. uranensis* geschrieben werden. Wie zuerst DOUVILLE für S-Frankreich feststellte und W. LEUPOLD dort und in den alpinen Profilen bestätigen konnte (vergl. SCHUMACHER, 663) ist diese Form eine eigentliche Leitform für das Unterlutétien (DOUVILLE, 247, 255, und nach Mitteilung von W. LEUPOLD bei St. Barthélemy und Peyrehorade).

Nummulites laevigatus LAMARCK: Diese Form charakterisiert die unteren Teile des Pariser Grobkalkes und ist als Hauptleitform für die Korrelation anderer Mitteleozänprofile mit dem Typus des Pariser Lutétien zu betrachten. In den Profilen der Aquitaine und von Oberitalien geht sie jeweils durch den unteren und mittleren Abschnitt des zwischen Untereozän und Priabonien gelegenen Schichtstoßes. Im

Bereiche von *N. perforatus*, Typus d'ARCHIAC, des Oberlutétien wird sie durch *N. brogniarti* ersetzt. Nach W. LEUPOLD, aber auch nach BOUSSAC (80) ist im Vizen- tin diese Form im Niveau von Ciupio (= San Giovanni Ilarione) vertreten.

Nummulites tchihatcheffi d'ARCHIAC: Dieser makrosphaere Partner von *N. distans* wurde lange Zeit als A-Form von *N. complanatus* = *millecaput* betrachtet und öfters an Stelle des richtigen Partners *N. helveticus* KAUFMANN zitiert. Schon DOUVILLE (245), BOUSSAC (83) und später ROZLOZNIK (602, 603) haben auf diese Verwechslung hingewiesen; der von der Krim stammende Typus wurde von ROZLOZNIK aus diesen Gründen neu abgebildet. Auch in unserem Falle dürfte mit dem von den früheren Autoren zitierten *N. tchihatcheffi* wahrscheinlich *N. helveticus* gemeint sein. Die von uns im Profil Macerone festgestellte echte *N. tchihatcheffi* muß wahrscheinlich als aus dem Untereozän aufgearbeitete Form betrachtet werden.

Nummulites sismondai d'ARCHIAC: Nach der Bestimmung durch W. LEUPOLD, gehört eine in unserem Gebiet gefundene Form des Perforatus-Kreises zu dem von de la HARPE von der Lokalität Ciupio im Vizen- tin beschriebenen *N. sismondai*; dieser sei nach mündlicher Mitteilung dort und in der Aquitaine auf das mittlere Lutétien beschränkt.

Nummulites millecaput BOUBEE: Aus der Synonymie dieser Form bei BOUSSAC (83) geht hervor, daß dieser Name grosso modo die frühere Bezeichnung *N. complanatus* ersetzt. Für unsere Zwecke genügt eine summarische Behandlung der Spezies, die vielleicht noch in Unterarten zerfällt, deren stratigraphische Bedeutung noch nicht deutlich genug umschrieben ist. Von zahlreichen Orten wird die Form für das obere, teilweise auch schon für das mittlere Lutétien als leitend angegeben. So erscheint sie im schweizerischen Oberlutétien gemeinsam mit *Nummulites perforatus*, Typus d'ARCHIAC, *Assilina exponens* SOWERBY (vergl. LEUPOLD, 432—435; FURRER 306; SCHUMACHER 663, 664 und andere). Im Vizen- tin wird sie von FABIANI (275, 276) unter der Bezeichnung *N. complanatus* aus den Kalken von Avesa, aus dem Profil von Quinto di Valpantena, von Ciupio und anderen Lokalitäten zusammen mit *N. perforatus* erwähnt. Ihre Verbreitung im mittleren und oberen Lutétien scheint auch im Vizen- tin festzustehen und mit der Verbreitung in der Aquitaine übereinzustimmen.

Nummulites helveticus: KAUFMANN: Ist die zu *N. millecaput* BOUBEE gehörende A-Form und ist oft fälschlicherweise als *Nummulites tchihatcheffi* zitiert worden (siehe S. 136 und oben).

Nummulites brogniarti d'ARCHIAC wurde ursprünglich aus dem oberen Lutétien des Vizen- tin (Roncà) beschrieben. Die Form ist für diese Unterstufe in Norditalien leitend (FABIANI, 275, 276 und andere). Auch in unserem Gebiet kennzeichnet sie zusammen mit der nächstfolgenden Spezies das oberste Lutétien.

Nummulitus perforatus, Typus von d'ARCHIAC (Lit. 20, Taf. VI, 1—1d, 2, 3; Lit. 358 S. 133; Lit. 359 S. 45—50). Wie Prof. W. LEUPOLD festgestellt hat, (pers. Mitteil., vergl. auch Tabelle p. 115 in Lit. 306), kommt die oben bezeichnete, große, dick-ellipsoidische, engspiralige B-Form aus der Perforatus-Gruppe, welche schon d'ARCHIAC und de la HARPE als Typus von *N. perforatus* betrachtet haben und welche auch tatsächlich den ursprünglichen *N. perforatus* A-Form bei Klausenburg begleitet, an allen klassischen Fundorten Europas ausschließlich im obersten Lutétien vor. Dies ist auch in den Schweizeralpen der Fall (Pilatus, Lohner-Dreispißfalte; 663 und 306). Im Vizen- tin begleitet nach Prof. LEUPOLD diese Form als zweite Leitform des Oberlutétien *N. brogniarti* an den klassischen Fundstellen wie Valle d'Avesa, Soave, Roncà; ein

Teil der schon von FABIANI (274, 276) aus diesem Gebiet unter dem Namen *N. perforatus* angeführten Nummuliten dürften tatsächlich zu der hier betrachteten Form gehören, ebenso die von TELLINI (768, 769) aus unserem Untersuchungsgebiet zitierten. Insbesondere enthalten diese spezielle Oberlutétienform, — wie Prof. LEUPOLD und der Verfasser sich überzeugen konnten —, die von TELLINI (768) vom Mte. Saraceno bei Mattinata (Gargano) beschriebenen Kalke mit *N. perforatus*.

Nummulites aturicus JOLY & LEYMERIE: Zu dieser von TELLINI erwähnten Form konnte W. LEUPOLD in unserem Material wenigstens die zugehörige A-Form bestimmen: *Nummulites rouaulti* d'ARCHIAC. Diese Form, die ursprünglich von der Fontaine de la Médaille bei Montfort en Chalosse (Aquitaine) beschrieben wurde, nimmt, nach Mitteilung von Prof. W. LEUPOLD, eine morphologische Zwischenstellung ein zwischen den Formen des Perforatus-Kreises des mittleren und des oberen Lutétiens. Nach SCHUMACHER (633) ist *N. aturicus* ein Begleiter von *N. perforatus* im schweizerischen Oberlutétien.

Nummulites striatus BRUGUIERE: Als vertikaler Verbreitzungsbezirk dieser A-Form zu *N. contortus* DESHAYES ist heute, nach Elimination des «Auversien» von BOUSSAC, das obere Lutétien und das untere Priabonien zu betrachten (vergl. W. LEUPOLD in FURRER, 306).

Diese Bemerkungen zu den leitenden Nummulitenformen rechtfertigen die in den oben angeführten Profilen (S. 100 ff.) bereits vorausgenommene stratigraphische Korrelation und Unterteilung des Mitteleozäns unseres Gebietes. Den in der Maiellaliteratur zitierten *N. lucasana*, *N. guettardi*, *N. ataticus*, *N. tchihatcheffi* und zahlreichen anderen Formen ist nur sehr geringer Wert beizumessen, da ihre stratigraphische und pasäontologisch-systematische Stellung noch ungenügend abgeklärt ist; hinzu kommt, daß bei den meisten Bestimmungen die neueren Arbeiten von DOUVILLE, ROZLOZNIK und BIEDA noch nicht berücksichtigt sind. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß die Arbeit von RENZ (594) — was schon aus den Verhältnissen der umbrischen Fazies erklärlich ist — nur selten Nummulitenformen erwähnt; die wenigen dort zitierten Bestimmungen sind außerdem revisionsbedürftig. Auf die stratigraphische Verteilung der Assilinen möchten wir nicht näher eingehen, da von der Maiella zu wenig Material vorliegt. Dasselbe gilt auch für die Bestimmung der Discocyclusen, die heute immer noch schwierig und namentlich an unorientierten Anschliffen und Dünnschliffen kaum durchzuführen ist. Die stratigraphische Verbreitung einzelner Spezies dieser Gruppe ist vorderhand ebenfalls unklar.

Besonders interessant erscheint uns die schon im Lutétien auftauchende Form *Chapmanina* sp., deren Bedeutung schon RENZ (594) für den umbrisch-abruzzesischen Apennin erkannt hat.

Trotz stellenweise diskordanter Lagerung scheint unser Lutétien grosso modo vollständig zu sein; vielleicht fehlen die basalen Schichten, außerdem scheint im mittleren Lutétien eine gewisse Kondensation der Ablagerungen stattgefunden zu haben.

Eine Neubearbeitung der mitteleozänen Nummulitenfaunen des Untersuchungsgebietes, — in eingehenderer Art, als sie hier zum Zwecke einer stratigraphischen Orientierung vorgenommen wurde —, wäre sicher lohnend.

Wie die Bemerkungen zu den Nummulitenfaunen zeigen, lassen sich die Maiella-profile mit anderen Standardprofilen leicht vergleichen. Eine auffallende, manchmal bis ins Detail gehende Analogie besteht zu den Vorkommen des Vizentin; die dort vorkommenden Horizonte enthalten aber bedeutend mehr Makrofossilien, sie unter-

scheiden sich auch durch mergelige Einlagerungen und durch Horizonte vulkanischer Tuffe schon lithologisch von unseren Bildungen (siehe FABIANI, 274—277).

Besonders auffallend sind die Analogien zu den Eozänschichten der Garganohalbinsel, die von TELLINI (768) beschrieben wurden. Die dort anstehende Serie ist lithologisch mit derjenigen der Maiella identisch (detritische Nummulitenkalke), die Nummulitenfaunen sind allerdings bedeutend reicher und die unteren Horizonte des Lutétien besser fossilbelegt. In dem auf Gargano 1950 durch Prof. W. LEUPOLD und den Schreiber gesammelten und vorläufig durchgesehenen Material läßt sich mit Leichtigkeit unterscheiden: Unteres Lutétien der Kapelle von San Lorenzo bei Vieste mit *Assilina spira* de ROISSY und mit *Alveolina cf. gigantea* CHECCHIA-RISPOLI, mittleres Lutétien mit der Leitform *Nummulites lorioli* de la HARPE bei der Spiaggia Santa Maria und bei den Steinbrüchen SE Torre di Porticello, verschiedene Horizonte des oberen und obersten Lutétien mit *Nummulites millecaput* var. *planissima* de la HARPE bei der Kapelle Madonna di Loreto, SE Peschici, mit *Discocyclus cf. pratti* MICHELIN östlich von Pantano spinale (eventuell schon Priabonien) und mit *Nummulites perforatus* Typus von d'ARCHIAC am Monte Saraceno bei Mattinata.

Eher an die Globigerinenkalke unseres Gebietes anschließbar sind die von CITA (169, 170) und anderen erwähnten, in mehr pelagischer Fazies ausgebildeten, grauen tonigen Schiefer der eozänen scaglia Norditaliens, sowie die von RENZ (594) ins untere und mittlere Eozän gestellten Globigerinenkalke mit rotem Hornstein von Umbrien.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen:

Auch im Lutétien lassen sich verschiedene Biofazies unterscheiden, doch ist ihre Verbreitung wegen der an sich nicht guten Aufschlußverhältnisse dieser schmalmächtigen Gesteine nicht einfach zu erfassen:

(1) Biofazies der dichten braunen Kalke:

Sie ist vor allem in der südlichen Maiella erkennbar. Die oekologischen Verhältnisse dieser Zone sollen im Abschnitt über das Priabonien näher erörtert werden, da die Zusammenhänge dort besser erkennbar sind (vergl. S. 145 ff.).

(2) Biofazies der Miliolidenkalke:

Auch sie tritt fast ausschließlich in der südlichen Maiella auf und ist dort lokal verbreitet, die oekologischen Bedingungen sind denen der Biofazies (1) des Yprésien durchaus analog.

(3) Biofazies der Nummuliten- und Discocycluskalke:

Diese Biofazies dominierte während der Ablagerungszeit des Mittelcozäns unseres Gebietes sowohl zeitlich als räumlich. Die im allgemeinen klein-mittelkörnigen, meist kreidig aussehenden, porösen, detritischen Kalke weisen darauf hin, daß die Nummuliten, wie auch die Discocyclus, im engeren Brandungsbereich lebten. Das direkt gesteinsbildende Auftreten von Nummuliten einerseits und Discocyclus andererseits spricht deutlich dafür, daß es sich hier wieder um unmittelbar fossilisierte Biozoenosen handelt und nicht um zufällig zusammengeschwemmte Thanatozoenosen. Noch viel deutlicher wird dies dadurch veranschaulicht, daß an einigen Stellen bestimmte Nummulitenspezies in den Biozoenosen auffallend dominieren; so *Nummulites brogniarti*

d'ARCHIAC am Nordgrat des Pesco Falcone, *N. perforatus* Typus d'ARCHIAC bei Macerone am Ostabhang der Maiella oder *Nummulites millecaput* BOUBÉE im Gebiet zwischen Pianogrande, Pretoro und Pennapiedimonte. Dies zeigt, daß man es offenbar mit geradezu in Kolonien lebenden Organismen zu tun hat, deren Vorherrschen an einzelnen Stellen durch besondere Anforderungen an die Umwelt zu erklären sind; Anforderungen, welche man bedauerlicherweise auf Grund einer summarischen lithologischen Untersuchung nicht deutlich umschreiben kann. Ein negatives Kennzeichen für die im Gebiete herrschende Faziesverhältnisse ist das auffallende Zurücktreten fossiler Assilinenassoziationen, welche in anderen Mitteleozängebieten dominieren können (z. B. Assilinengrünsand-Kalke der Alpen). Discocyclinen-Biozoenosen waren aber im Lutétien sehr verbreitet, wie das die im Gebiet zwischen Monte Amaro und Guado di Cocci so reichlich auftretenden Discocyclinenkalke zeigen.

Sowohl für die Nummuliten, als auch für die Discocyclinen des Lutétien unseres Untersuchungsgebietes gelten folgende oekologische Grundbedingungen: Marines Milieu, gute Durchlüftung des bodennahen Wassers, ständige intensive Brandungstätigkeit, tropisches bis subtropische Klima, normale Salinität, Riff- oder Küstennähe.

Die meist «transgressive» Natur der Nummulitenbrekzien führt naturgemäß zu äußerst heterogenen Sedimenten, die keine näheren paläo-oekologischen Schlüsse zulassen.

(4) Biofazies der Globigerinenkalke:

Hier bestehen weiterhin die gleichen oekologischen Bedingungen, die schon für die Scagliakalke der oberen Kreide und für die Globigerinenkalke des tieferen Eozäns angegeben wurden (siehe S. 96 ff.).

d. Paläogeographie des Lutétien:

Neu auftretende tektonische Verstellungen des Untergrundes, die wohl bedeutend schwächer waren, als die vorangegangenen des Yprésiens (weniger akzentuierte Diskordanzen und schwächere Brekzienbildungen!) zeigen den Beginn dieser neuen Periode an. Die Bildung der basalen Brekzien ist auch hier wiederum durchaus nicht als Ergebnis einer markanteren Transgression oder Regression zu werten, da die darunter und die darüberliegenden Sedimente in ein und derselben Meerestiefe gebildet wurden. Im großen Ganzen trat in der Verteilung und der Natur der Sedimente seit dem Yprésien keine starke Veränderung ein, doch machte sich gegen das obere Lutétien zu eine transgressive Tendenz bemerkbar, die weite Gebiete des Morrone betroffen hat, aber sich in der Sedimentation der Maiella nicht auswirkte, was deutlich zeigt, daß der Morrone zu dieser Zeit sich zeitweise wieder unter den Meeresspiegel senkte, ohne daß die benachbarten Gebiete wesentlich davon betroffen worden wären. Diese Erkenntnis beweist schon die von uns weiter unten in extenso illustrierte Natur der individuellen tektonischen Bewegung einzelner Bruchblöcke.

Auch im Lutétien wird die größte Sedimentmächtigkeit im Gebiet der zentralen Maiella (Monte Amaro) festgestellt, was, bei gleichbleibender Sedimentation in untiefer See, auf eine verstärkte Senkung schließen läßt.

Im Gebiet der argille scagliose persistieren die bekannten Bildungen; wiederum erscheinen Kieselknollen im Gebiet der nördlichen Maiella, die vielleicht mit gleichzeitiger vulkanischer Aktivität in Beziehung gebracht werden können.

8. Das Priabonien

a. Allgemeines und Verbreitung:

Das Priabonien wird hier im Sinne einer zusammenfassenden Bezeichnung für die verschiedenen mit Bartonien, Leden, Ludien, Wemmelen und andern Namen bezeichneten Stufen verwendet (vergl. FURRER, 306; FABIANI, 274; GIGNOUX, 321). Priabonien kann ausschließlich im Bereich der Maiella nachgewiesen werden, in der Form feinkörnig-dichter, brauner oder detritischer, etwas bituminöser, brauner Kalke oder von Globigerinenkalken mit spärlichen Kieselagen. Die nachgewiesenen Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen und 90 Metern.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung:

(1) Die pseudo-oolithischen, manchmal kleinkörnig, etwas brekziös erscheinenden Miliolidenkalke enthalten: *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Gypsina vesicularis* PARKER & JONES, *Pellatispira* sp., (?), *Gypsina globulus* REUSS; wahrscheinlich aufgearbeitete *Rotalia* sp., *Alveolina* spp., Mollusken- und Echinodermentrümmer.

(2) Die feinkörnigen-dichten, braunen, kompakten Kalke enthalten:

Globigerina sp., und *Globorotalia* sp., *Triloculina* sp., *Discorbis* sp., «*Truncatulina*» sp., *Rotaliiden* und andere Milioliden, sowie Trümmer von Nummuliten, Echinodermen, Bryozoen, Ostracoden und *Ditrupa* sp.

(3) Klein-mittelkörnige, manchmal etwas pseudo-oolithische Kalke mit *Nummulites fabianii* PREVER

Nummulites fabianii PREVER (11, 12, 16, 18)

Nummulites incrassatus de la HARPE (11)

kleine *Nummulites* spp.,

Chapmanina gassinensis SILVESTRI (11)

Gypsina vesicularis PARKER & JONES (7, 11)

Halcyardia minima LIEBUS (11)

weiter mit Milioliden (*Pyrgo* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp.), kleine *Discocyclina* sp., *Neoalveolina* sp., (16, 18), arenazischen Kleinforminiferen und Trümmern von Bryozoen und Dasycladaceen und *Ditrupa* sp., sowie Trümmern von Lithothamnien.

(4) Klein-mittelkörnige Kalke mit *Nummulites incrassatus* de la HARPE:

Nummulites incrassatus de la HARPE (12, 15, 16, 17, 22, 28)

kleine *Nummulites* sp.,

Neoalveolina cf. melo FICHTEL & MOLL

kleine *Discocyclina* sp.;

Milioliden, Rotaliiden, Echinodermen- und Molluskentrümmer.

(5) Klein-mittelkörnige Kalke mit *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI:

Chapmanina gassinensis SILVESTRI (13, 17, 20, 30)

Gypsina vesicularis PARKER & JONES (13, 17, 30)

Nummulites incrassatus de la HARPE (13, 20, 30)

Neoalveolina cf. melo FICHTEL & MOLL (17)

Halcyardia minima LIEBUS (30)

Pellatispira sp. (?)

kleine *Discocyclina* spp.;

Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.)

Rotaliiden, sowie Trümmer von Mollusken, Echinodermen, Bryozoen, *Ditrupa* sp., und Lithothamnien.

(6) Feinkörnige, oft etwas mergelige oder auch kreidige Globigerinenkalke mit:

Globigerina sp., *Cancellophycus* sp., an einigen Orten (Orfentotal bei Caramanico) mit eingeschwemmtem Pflanzenhäcksel.

(7) Korallenriffkalke:

Zahlreiche Korallen aus dem Gipfelgebiet der Maiella wurden auch von uns aufgesammelt, jedoch reichte die Zeit zu einer Bestimmung der gefundenen Formen nicht aus. Die Lücke wird durch die ausführlichen Beschreibungen der von LOMBARDINI (445) aus dem nachgelassenen Material von de GASPERI bestimmten Formen ausgefüllt. Als Fundorte gibt dieser Autor Monte Amaro, Pesco Falcone und Grotta Canosa an, die alle aus ein und demselben priabonen Korallenriff stammen. Wo diese Lokalitäten doch sehr nahe beieinanderliegen, scheint es uns statthaft zu sein, die Liste LOMBARDINI's zusammenfassend zu geben:

Heliopora sp.

Heliopora bellardii HAIME (Lutétien-Lattorfien)

Orbicella alpina d'ACHIARDI (mittleres Eozän)

Orbicella de gasperii LOMBARDINI (Typlokalität)

Orbicella hilarionensis d'ACHIARDI (Lutétien)

Orbicella paronai LOMBARDINI (Typlokalität)

Orbicella hilarionensis d'ACHIARDI (Lutétien)

Favia dainellii LOMBARDINI (Typlokalität)

Favia profunda REUSS (Lutétien)

Goniastrea cocchi d'ACHIARDI (Lutétien)

Goniastrea cocchi var. *alpina* d'ACHIARDI (Lutétien)

Goniastrea confertissima REUSS (unteres und mittleres Oligozän)

Rhabdophyllia fallax OPPENHEIM (Lutétien)

Rhabdophyllia granulosa d'ACHIARDI (Lutétien — mittleres Oligozän)

Rhabdophyllia medunensis DAINELLI (Lutétien)

Colpophyllia taramellii d'ACHIARDI (Lutétien)

Siderastrea de gasperii LOMBARDINI (Typlokalität)

Siderastrea funesta BROGNIART (Lutétien — mittleres Oligozän)

Trochomilia alpina MICHELIN (Lutétien — unteres Oligozän)

Stylocoenia tauriensis MICHELIN (Lutétien — mittleres Oligozän)

Placosmia italica d'ACHIARDI (mittleres Eozän)

Placosmia strangulata d'ACHIARDI (mittleres Eozän)

Astrocoenia aprutina LOMBARDINI (Typlokalität)

Acropora italica LOMBARDINI (Typlokalität)

Dendracis gervillii DEFRANCE (mittleres Eozän — mittleres Oligozän)

Außer diesen Formen erwähnt SACCO (625) von den höchsten Gipfeln der Maiella *Orbicella* sp., *Heliastrea* sp., *Favia* sp., und *Confusastraea* sp.

Die jeweils in Klammern angegebene stratigraphische Verbreitung wurde nach FELIX (287) angegeben. Außerdem ist unser Untersuchungsgebiet die Typlokalität der von LOMBARDINI aus dem Material von de GASPERI neu aufgestellten Arten, deren stratigraphische Verbreitung anderswo noch unbekannt ist. Für Formen, deren stratigraphische Verbreitung bisher auf Lutétien oder Oligozän beschränkt schien, sollte die vertikale Verbreitung nun auf das Priabon ausgedehnt werden. Dies geht daraus hervor, daß die Korallen von einer stark asphaltimprägnierten Bank mit zahllosen *Nummulites incrassatus* de la HARPE unterlagert werden und daß die geologischen Verhältnisse wohl nur auf Priabonien schließen lassen, allerdings unter dem, mehr theoretischen, Vorbehalt, daß es sich auch um die untersten Schichten des Oligozäns handeln könnte, denn das Profil setzt an der Maiella über die Korallenschicht hinaus nach oben nirgends fort.

Eine gesonderte Behandlung der einzelnen bestimmten Foraminiferenspezies erübrigt sich, zumal wir zahlreiche relativ leicht bestimmbare, typische Formen des Priabonien nachweisen konnten. Wir betrachten folgende Faunenassoziation als für das Priabonien leitend:

Nummulites fabianii PREVER

Nummulites incrassatus de la HARPE (ist auch im unteren Oligozän vorhanden)

Chapmanina gassinensis SILVESTRI

Typisch ist weiterhin das Einsetzen von
Neoalveolina cf. melo FICHTEL & MOLL
Halkyardia minima LIEBUS

und lokal für unser Priabonien charakteristisch das plötzlich massenhafte Auftreten von
Gypsina vesicularis PARKER & JONES.

Da in unserem Gebiet das Priabonien sich allmählich mit Uebergang aus dem oberen Lutétien heraus entwickelt hat und in den meisten Profilen in analoger Weise allmählich ins untere Oligozän überführt, kann die Gruppe nur an Hand der Fossilien abgegrenzt werden. Die untere Grenze ist verhältnismäßig leicht festzustellen, da innerhalb wenigen Metern die großen Nummuliten aussetzen und eine priabone Fossilassoziatio auftritt. Hingegen ist das untere Oligozän nur schlecht zu erkennen, als Obergrenze des Priaboniens haben wir daher, rein konventionell, das oberste Auftreten der Chapmaninen gewählt. Sollte es sich vielleicht später zeigen, daß diese Form in Mitteleuropa doch noch mit typisch oligozänen Formen vergesellschaftet ist (z. B. mit *Nummulites intermedius* — *fichteli*), so müßte unsere Auffassung revidiert werden. Es wäre sehr interessant gewesen, in unseren Gesteinen das Auftreten der priabonen Gattung *Pellatispira* mit mehr Gewißheit feststellen zu können. RENZ gibt die Gattung in seiner Arbeit mehrere Male an, ohne näher auf sie einzugehen. Die von uns fraglich festgestellten Formen erscheinen zusammen mit gewöhnlichen Rotaliiden. Auch die neue Gattung *Tschoppina* KEIJZER (= *Fabiania*), die REICHEL im Priabonien von Monte Murlo (Umbrien) feststellte, wurde von uns nicht nachgewiesen (Lit. 290).

Ein erster Vergleich unserer Schichten mit denjenigen von RENZ (594) drängt sich auf. Am Südhang des nahen Gran' Sasso fand dieser Autor dieselben Foraminiferenassoziationen und außerdem *Heterostegina depressa* d'ORBIGNY und *Baculogypsina meneghinii* var. *tetraedra* SILVESTRI. RENZ stellte dort auch zum ersten Male die verblüffende Tatsache des Vorkommens von *Neoalveolina* sp. im Priabonien fest, die wir auch für unser Gebiet bestätigen können. Ähnliche Faunen fand RENZ am Monte Torretta (Ebene von Aquila). In Südumbrien scheint unserem Priabonien eine mehr mergelige Abfolge zu entsprechen, in der die Schichten mit *Nummulites incrassatus* de la HARPE und *Chapmanina gassinesis* SILVESTRI nur noch als Einlagerungen in den plastischen grauen Globigerinenmergeln der südumbrischen scaglia cinerea vorkommen. Vor allem durch das Vorkommen der Leitform *Nummulites fabianii* PREVER ist unser Priabonien unmittelbar an dasjenige der Typlokalität von Priabona angeschlossen (vergl. FABIANI, 276); auch Vergleiche mit den «marnes de la Côte des Basques» der Aquitaine vervollständigen das stratigraphische Bild noch mehr, ohne es aber zu verändern.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen:

Die verschiedenen Biofazies des Priabonien erscheinen uns weit typischer, aber auch viel mannigfaltiger als diejenigen des unteren und mittleren Eozäns.

(1) Biofazies der feinkörnigen-dichten Kalke:

Die Lithologie dieser fast ausschließlich in der südlichen Maiella auftretenden Bildungen eines ruhigen, warmen und flachen Sedimentationsbeckens zeigt hier nochmals wiederum Verhältnisse an, analog denjenigen der früheren Hinterriffzone der Oberkreide. Die oekologischen Grundbedingungen müssen in dieser Biofazies ungefähr die gleichen gewesen sein; sie unterscheiden sich von denjenigen der Alveolinen- und Milio-lidenbiofazies des Yprésien und des Lutétien dadurch, daß das lagunenartige küsten-

nahe Becken noch weniger von Wellenbewegungen gestört wurde, so daß die wenigen klastischen Bestandteile kaum mehr abgerollt wurden. Das Milieu eignete sich vor allem für die Entwicklung eines reichhaltigen Foraminiferenbenthos mit Milioliden und Rotalien als Hauptformen. Besonders interessant sind die sicher als untergeordnete oder als Gastformen zu wertenden Globigerinen und Globorotalien, die sicherlich im hochenergetischen Bereich abgelagert wurden und die bezeugen, daß, trotz der relativen Isoliertheit der Biofazies, eine Verbindung zum offenen Meer bestanden haben muß, während in der oberen Kreide die Hinterriffzone hermetisch davon abgeschlossen war. Suchen wir nach ähnlichen rezenten Erscheinungen, so kann das von CRICKMAY, LADD & HOFFMEISTER (206) beschriebene Vorkommen von Flachwasser-Globigerinen im Pazifik vielleicht die beste Vorstellung vermitteln. Ähnliche Verhältnisse beschreibt MORISHIMA (494) vom Eingang der Ago Bai (Japan); hier tritt in groben Sanden in Tiefen von 12—14 m eine typisch pelagisch-planktonische Foraminiferenassoziation mit etwa 23 % planktonischen Formen (Globigerinen und Globorotalien) auf.

(2) Biofazies der Kalke mit *Nummulites fabianii* PREVER.

(3) Biofazies der Kalke mit *Nummulites incrassatus* de la HARPE.

(4) Biofazies der Kalke mit *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI.

Diese drei Biofazies waren annähernd gleichen Sedimentationsbedingungen unterworfen. Die charakteristischen Formen lebten wiederum auf einer der Küste vorgelagerten Kalksandbank, in einem durch Wellen und Brandungstätigkeit ständig wieder aufgewühlten Sedimentationsbereich einer tropischen-subtropischen See. Kurz, es herrschen noch stets dieselben Bedingungen, die schon die Verbreitung der großen Nummuliten im Lutétien begünstigten. Auch hier erscheint es uns wahrscheinlich, daß die fossilen Thanatozoenosen grosso modo den ursprünglichen Biozoenosen entsprechen. Damit trotzdem drei so verschiedene, jeweiligen durch eine der drei genannten Foraminiferenspezies fast in Reinkultur charakterisierte Biotope sich hier ausgebildet haben, müssen innerhalb sehr ähnlicher fazieller Grundbedingungen doch noch spezielle, offensichtlich biologisch wirksame Faktoren ausschlaggebend gewesen sein.

Betrachten wir zunächst die Biozoenose, die *Chapmania gassinensis* und *Gypsina vesicularis* als Hauptform aufweist, während *Nummulites incrassatus* hier als Nebenform zusammen mit *Neoalveolina*, *Halkyardia* und anderen benthontischen Formen auftritt. Die beiden oben erwähnten Hauptformen scheinen symbiotisch miteinander gelebt zu haben, was schon aus den Arbeiten von RENZ (594) und von FORRER (290, 291) hervorgeht.

Heute lebende *Gypsina*-Formen und Verwandte bewohnen flache Meere, sie haften sich gerne an Pflanzen, bilden Kolonien und halten sich mit Vorliebe in Riffnähe auf. Sie treten meist in tropischen Gewässern auf (MYERS, 501—503; WALTHER, 820).

Ein besonderes oekologisches Verhalten zeigt *N. incrassatus*. Diese Form tritt nämlich an der Basis des priabonen Korallenriffs massenhaft auf; offenbar entsprachen ihre Lebensbedingungen zum größten Teil denjenigen der weiter unten beschriebenen Korallenzone. In den Alpen findet man *N. incrassatus* am häufigsten in Lithothamnienriffkalken und auch noch in deren allmählichem Uebergang zu grobem Strandsand (Hohgantsandstein). Als Nebenformen der *Nummulites incrassatus* Zone findet man nur andere Nummulitenarten und wenige Neoalveolinen, sowie kleine Discocyclinen, während Milioliden und Rotalien nur als untergeordnete Formen auftreten.

Die Biofazies von *Nummulites fabianii* PREVER war sicher annähernd ähnlichen oekologischen Bedingungen unterworfen wie die vorhergehende. Hier spielen *N. incrassatus* und *Chapmanina gassinensis* nur die Rolle von Nebenformen.

Aller Wahrscheinlichkeit nach formen diese drei Ausbildungstypen des Priabonien nicht etwa deutlich übereinanderliegende stratigraphische Horizonte, sondern vertreten sich wohl seitlich; indem ja in anderen klassischen Priabonprofilen alle genannten Foraminiferenspezies eine vertikale Verbreitung über das ganze Profil zeigen.

(5) Biofazies der pseudo-oolithischen Miliolidenkalke:

Diese Kalke treten in einem sehr beschränkten Bereich der südlichen Maiella auf, so daß man wohl kaum von einer eigentlichen Biofazies reden kann. Die oekologischen Bedingungen sind offenbar ähnlich gewesen wie die, schon eingehend geschilderten, der Alveolinen- und Miliolidenkalke des Yprésien (siehe S. 132).

(6) Biofazies der Korallenkalke:

Wie die Rudisten treten die Korallen hier ebenfalls in lagenartig angeordneten Biostromen auf, die keine sehr große Mächtigkeiten erreichen und deren ursprüngliche Verbreitung fleckenartig und nicht kontinuierlich war, das heißt, schon primär so war, wie sie heute noch beobachtet wird. Es handelt sich somit um eigentliche «patch reefs» in der seichten oberpriabonen See. Die Lebensbedingungen der eozänen koloniebildenden Korallen haben sich wohl kaum wesentlich von denen heutiger Formen unterschieden. Diese sind: Temperaturen des oberflächennahen Wassers zwischen 25 ° und 35 °, genügend Licht, um die Aktivität symbiotischer Algen zu gestatten, aus diesem Grunde geringe Meerestiefen von kaum mehr als 50—60 m, reichlich gut durchlüftetes, bodennahes Wasser, möglichst wenig Trübung, normale Salinität (27 ‰—38 ‰). Unsere priabonen Korallenriffe sind auf dem Untergrund der submarinen Kalksandbank des tieferen Priabonien gewachsen und haben von dort aus zeitweise sich über die Zone der dichten braunen Kalke ausgebreitet. Jedenfalls sind die Riffe auf einem weichen Meeresboden als Unterlage entstanden und erinnern in dieser Beziehung (wie auch ihr Auftreten als patch-reef) sehr an die von UMBGROVE (792—794) aus der Bai von Batavia beschriebenen Riffe. Den Prozeß der Riffbildung haben wir uns etwa folgendermassen vorzustellen: Gegen Ende des Priabonien ließ die andauernde Senkung im Gebiet der zentralen Maiella nach; durch weitere Aufschüttung von detritischem Kalksand wurde das Meer schließlich so un tief, daß die optimale Tiefe für die weitere Bildung dieser Kalksande unterschritten wurde und sich zunächst auf einzelnen, günstigsten, etwas festeren Flecken die ersten Korallen ansiedeln konnten, die sich zu den patch-reefs auswuchsen. Die so entstandenen Riffe entwickelten sich ziemlich rasch, bis sie wahrscheinlich trockengelegt wurden. Ein Prozeß, dessen Ursache wahrscheinlich eine Umkehr der bis zu diesem Zeitpunkt, während des ganzen Alttertiärs, anhaltenden Senkungstendenz in eine, zunächst nur schwache, Hebung war.

Ueber die spezielle Verteilung einzelner Spezies auf die verschiedenen bionomischen Zonen des Riffs, wie sie an rezenten Riffen so typisch ist, läßt sich heute noch nichts aussagen. Jedenfalls bietet aber das priabone Korallenriff der Maiella in dieser Hinsicht ein interessantes Thema für eine Spezialstudie.

(7) Biofazies der Globigerinenkalke:

Ueber die Bedeutung der Cancellophycosvorkommen in dieser Biofazies wird im nächsten Kapitel die Rede sein. Die Verhältnisse dieser Biofazies sind während des ganzen Alttertiärs immer die gleichen geblieben (vergl. S. 133). Die schon an vielen

Stellen befürwortete flachmeerische Ablagerung unserer Globigerinenkalke wird hier durch das Auftreten von Pflanzenhäcksel aufs eindrucklichste bestätigt.

d. Palaeogeographie des Priabonien

Die Sedimente des Priabonien entwickeln sich faziell mit Uebergang aus den fast gleichartig ausgebildeten Ablagerungen des oberen Lutétien. An der, wie schon oben erwähnt, nur faunistisch festgelegten Grenze zwischen den beiden Stufen läßt sich kein wesentlicher lithologischer Wechsel feststellen, einzig beim Profil Caramanico findet man eine schwach transgressive Tendenz des Priabonien, während im Gegensatz dazu weiter östlich im Profil Acquafredda eher von einer regressiven Tendenz gesprochen werden kann. Sicher steht fest, daß an der Untergrenze des Priabonien lokal weder eine Diskordanz, noch eine Schichtlücke vorhanden sind. Daß aber letzten Endes das eine oder das andere sich unmittelbar außerhalb des Maiellagebietes doch einstellen muß, geht aus der Abwesenheit des Priabonien, im Gebiete der Montagna del Morrone und des Monte Porrara hervor, wo diese Stufe aller Wahrscheinlichkeit nach nie abgelagert worden ist.

Die obere Grenze des Priaboniens dagegen ist vor allem in der südöstlichen Maiella durch eine ausgeprägte Schichtlücke betont (Transgression des Oligozäns [?]-Burdigalien, des Analogons der Torrettaserie), während im Norden gegen oben zu ein allmählicher Uebergang in die oligozänen Sedimente festgestellt wurde. Die horizontale Verteilung der verschiedenen Faziesbereiche ist annähernd dieselbe, die man schon während des ganzen Eozäns verfolgen konnte: Sedimentationsunterbruch am Morrone, in den Hügeln von Campo di Giove und am Monte Porrara in Folge epirogenetischer Hebung dieser Zone; vorwiegend küstennahe, im Schutze einer Kalksandbank gebildete, feinkörnige-dichte, braune Kalke der südlichen Maiella, in der mittleren Maiella größte Senkungsbeträge und Bildung detritischer Kalke und in der nördlichen Maiella flach-mittel-neritische Sedimentation mit Globigerinenkalken (meist ohne Kieselknollen und -lagen), im Osten des Gebietes brusker Uebergang ins Gebiet der argille scagliose, deren Ablagerungs epoche sich allmählich dem Ende nähert.

Von besonderer Bedeutung sind die im obersten Priabonien auftretenden Riffkalke, die schon weitgehend die kommenden Ereignisse voraussagen. Tatsächlich reflektieren, wie gesagt, die in der flachen See gebildeten Riffe schon ein plötzliches Verlangsamten der bis jetzt kontinuierlichen Senkung in der zentralen Maiella.

Wie wir noch feststellen werden, tritt nun unmittelbar darauf an der Grenze zwischen Eozän-Oligozän die entscheidende Wendung in der Tektonogenese der Maiellagruppe ein, die sich vom Oligozän an, abgesehen von schwachen Oszillationen, ausschließlich noch aus dem Meer emporheben wird.

9. Unteres Oligozän

a. Allgemeines und Verbreitung:

Im folgenden fassen wir die Stufen des Lattorfien und des Stampien als unteres Oligozän zusammen, während Chattien und Aquitanien gemeinsam als oberes Oligozän beschrieben werden sollen. Dieses untere Oligozän bildet gewissermassen Uebergangsschichten zwischen dem gut charakterisierten Priabonien und dem gegenüber dem Unter-Oligozän wiederum weit besser abgegrenzten Chattien-Aquitanien. Spärliche und ungenügende Fossilfunde bestätigen das Vorhandensein dieser Stufe, ohne eine genauere

Abgrenzung zu ermöglichen. Die aus den stratigraphischen Profilen ableitbaren Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen und etwa 40 Metern. Es treten ausschließlich detritische Kalke, Globigerinenkalke und -mergel auf. Stratigraphische Schlüsse lassen sich aus der Verteilung dieser lithologischen Typen nicht ziehen, einzig im nördlichsten Teil des Gebietes können detritische Kalke an der Basis und Globigerinenkalke im oberen Teil der Serie festgestellt werden. Diese beiden Abteilungen wurden in unserer Zeichnung (Tafel I) mit den Stufenamen Lattorfien und Stampien versehen, ohne daß allerdings diese Stufen einzeln stratigraphisch-paläontologisch genügend nachgewiesen sind; es sollte hiedurch allein angedeutet werden, daß in der nördlichen Maiella, nach der am Ende des Priabonien kaum wesentlich unterbrochenen Sedimentation zu schließen, das untere Oligozän, wenn auch in sehr reduzierter Mächtigkeit, doch vollständig vorhanden sein dürfte. Unteres Oligozän tritt fast ausschließlich in der nördlichen Maiella auf und wurde dort von THIEL (778) als «ältere Mergel» bezeichnet. Im südlichen Teil der Maiella, in der Serie des Colle Acquaviva, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob es sich um unteres Oligozän oder schon um Burdigalien handelt.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung

(1) Die fein-kleinkörnigen, detritischen Kalke der nördlichen Maiella enthalten:

kleine *Nummulites* sp., der Gruppe von *N. vascus-boucheri*

kleine *Nummulites* spp.

Nummulites incrassatus de la HARPE

Operculina sp., *Heterostegina* sp.

Gypsina globulus REUSS

Gypsina vesicularis PARKER & JONES

Milioliden (*Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp.)

Peneropliden sowie Trümmer von Mollusken, Korallen, Bryozoen und Lithothamnien.

(2) Mergelige plattige Globigerinenkalke mit:

Globigerina sp., *Cancellophycos* sp.,

Rotaliiden und Bryozoenstrümmern.

Unsere Alterszuteilung beruht vor allem auf dem Auftreten von kleinen Nummuliten, die deutlich in die Gruppe von *N. vascus-boucheri* zu stellen sind. Mit Genauigkeit konnte die Bestimmung nicht vorgenommen werden, da zu wenig Material des meist sehr kompakten Kalkes zur Verfügung stand. Doch zeigte der direkte Vergleich mit Material der couches de Gaas der Aquitaine (Sammlung LEUPOLD), daß die bei uns auftretenden kleinen radiaten Nummuliten mit denen aus dem Stampien verglichen werden können. Durch die Zwischenstellung zwischen eindeutigem Priabonien und ebenso eindeutigem Chattien-Aquitaniens in das Alter dieser Schichten zur Genüge festgelegt. Es wäre wünschenswert, in diesen Schichten die charakteristische Form *Nummulites intermedius-fichteli* zu finden, doch ist dieser Nachweis bis dahin nicht gelungen. Der spärliche Fossilinhalt dieser Schichten beschränkt Vergleichsmöglichkeiten, etwa mit den Schichten von Castelgomberto des Vizentin oder mit anderen Lokalitäten.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen und Paläogeographie:

Die schlechten Aufschlußverhältnisse, die schmale Mächtigkeit der Serie, die schlechte paläontologische Abgrenzung der Schichten und die teilweise auffallende Analogie zu den Sedimentationsverhältnissen im Priabonien machen es nicht möglich, näher auf die Paläo-oekologie und Paläogeographie dieser Stufe einzugehen. Einige, diese Zone betreffenden Anmerkungen sind im folgenden Kapitel zu finden.

10. Das Chattien-Aquitaniien

a. Allgemeines und Verbreitung:

Die beiden Stufen des Chattien und des Aquitaniien werden hier als oberes Oligozän zusammengefaßt. Auf paläontologischer Basis unterscheidet sich in unserem Gebiet das Chattien nur wenig vom Aquitaniien. Lithologisch kann man, vor allem im Gebiet zwischen Fosso St. Angelo und Valle Santo Spirito, eine Dreiteilung durchführen. Eine untere Gruppe besteht aus einem Lepidocyclinenkalk, der nur wenige Trümmer von Bryozoen führt und keine echten Miogypsinen enthält, eine obere Gruppe ist aus typischen Bryozoen-Lepidocyclinenkalken aufgebaut, die zahlreiche echte Miogypsinen enthalten. Beide Gruppen sind hier und da durch ein schmales Band mergelig-kreidiger Globigerinenkalke getrennt. Die Gruppen wurden früher insgesamt als Bryozoenkalke bezeichnet (SACCO, 625; THIEL, 778), erst in der neuesten Arbeit von BONARELLI (75) wird die oben erwähnte Dreiteilung ausführlich erläutert.

Dieser Autor unterscheidet von unten nach oben:

1. «Calcari a briozoi» mit ganz seltenen Lepidocyclinen.
2. «Calcari marnosi».
3. «Calcari organogeno-detritici» mit zahlreichen Lepidocyclinen.

Unabhängig von der Arbeit BONARELLI's sind wir im Felde zu derselben Diagnose gekommen; in der Altersinterpretation bestehen jedoch kleine Differenzen zwischen BONARELLI's und unserer Auffassung. BONARELLI stellt die Gruppen 3. und 2. ins Oligozän, die Gruppe 1. ins «Aquitaniiano (?)». Eigentlich muß unsere Alterszuteilung (siehe weiter unten) mehr als eine Präzisierung der von BONARELLI festgestellten Sukzession betrachtet werden.

Schon in der Verbreitung des Chattien-Aquitaniien kommt deutlich die an der Wende vom Eozän zum Oligozän eintretende grundlegende tektonische Aenderung im Gebiet der Maiella zum Ausdruck. Die Sedimente dieser Stufe, wie auch die des unteren Oligozäns, bilden einen Kranz um den Nordteil des Massivs der Maiella, während man auf den höchsten Partien dieses Berges keine Ablagerungen aus dieser Zeit vorfindet, ebensowenig wie auf dem Monte Porrara. Die an der Maiella nachgewiesenen Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Metern und etwa 70 Metern.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung:

Wir konnten folgende Fossilassoziationen feststellen:

(1) Untere fein-mittelkörnige Lepidocyclinenkalke:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) spp.

Lepidocyclina (*Eulepidina*) *dilatata* MICHELOTTI

Lepidocyclina (*Eulepidina*) sp.,

Lepidocyclina (*Isolepidina*) (?) sp.,

Heterostegina sp.,

Miogypsinoidea complanata SCHLUMBERGER

Miogypsinoidea sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp.,

Asterigerina sp. (?), *Halkyardia minima* LIEBUS,

sowie Rotalliiden, Globigerinen, Trümmer von Bryozoen, Lithothamnien und Archeolithothamnien.

(2) Obere klein-mittelkörnige Lepidocyclinen-Bryozoenkalke

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEMOINE & DOUVILLE

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *marginata* MICHELOTTI

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) spp.

Lepidocyclina (*Eulepidina*) *dilatata* MICHELOTTI

Lepidocyclina (*Eulepidina*) sp.,

Miogypsinoides complanata SCHLUMBERGER

Miogypsina irregularis MICHELOTTI

Miogypsina spp., *Spiroclypeus* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Rupertia* sp., *Gypsina globulus* REUSS, sowie Globigerinen, Rotaliden und andere Kleinforaminiferen und Trümmern von Bryozoen, Mollusken und Echinodermen.

(3) Feinkörnige Kalke mit:

Globigerina sp., und anderen Kleinforaminiferen.

Es ist kaum zweifelhaft, daß hier, wie anderswo, auf Grund einer eingehenderen Bestimmung der Foraminiferenfauna eine Aufteilung in Chattien und Aquitanien nach eigentlichen Leitspezies möglich wäre, doch ist eine solche Bearbeitung der von den Kalken eingeschlossenen Faunen nicht einfach.

Es zeigen sich aber schon bei der Verteilung der Genera zwischen unten und oben so große quantitative Unterschiede, daß auch bei der von uns durchgeführten Analyse der Fauna eine tiefere Abteilung als Chattien und eine höhere als Aquitanien sich deutlich unterscheiden läßt:

In der unteren Gesteinsgruppe sind Rotaliiden manchmal direkt gesteinsbildend. Das hier noch fast ausschließliche Auftreten von *Miogypsinoiden* und die noch viel größere Häufigkeit von *Eulepidinen* veranlaßt uns, diese Abteilung als Chattien aufzufassen, während die obere Gruppe durch das massenweise gleichzeitige Auftreten von *Lepidocyclinen*, *Miogypsinen* und *Miogypsinoiden* wohl eindeutig als Aquitanien festgelegt ist.

In der oberen Schichtgruppe sind außerdem die Bryozoen gesteinsbildend und die Gruppe ist lithologisch gesehen etwas grobkörniger, auch treten gegenüber unten weniger *Lepidocyclinen* auf. Auffallend ist das Zurücktreten der *Eulepidinen* und der Gattung *Miogypsinoides*, während *Miogypsina irregularis* SCHLUMBERGER, häufiger auftritt.

Diese Alterszuteilung und vor allem auch die obere Abgrenzung gegen das Burdigalien, geht aus folgendem Vergleich mit anderen Fundstellen der Chattien-Aquitanien schichten des Mittelmeergebietes hervor, der sich auf die Arbeiten von BOUSSAC (82), BROENNIMANN (91), R. DOUVILLE (256—258), H. DOUVILLE (253), FABIANI (276—278), RENZ (594), SENN (686) und anderer stützt.

Nach diesen zitierten Autoren kann man folgende Sukzession der oligo-miozänen Großforaminiferenfaunen von oben nach unten aufstellen:

Helvétien :

Aller Wahrscheinlichkeit nach bereits ohne «Orbitoiden».

Burdigalien :

VII. Zone mit *Miogypsina* sp.,

ohne *Lepidocyclina* sp.,

Lokalitäten: Léognan bei Bordeaux,
Villa Bellino, Bric Cervet (Colli Torinesi)

VI. Zone mit *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp.

ohne *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) sp.

mit *Miogypsina* sp.,

ohne *Miogypsinoides* sp.

Lokalitäten: Umgebung von Dax (Aquitaine): St. Paul, l'Abesse, Ferme de Christus, Mim-baste, Superga (Colli Torinesi), Villa Sacco
Mergel mit schwarzem Hornstein (Südumbrien und Abruzzen)
Burdigalien von Marokko.

Aquitanien :

V. Zone mit kleinen *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) sp.

zahlreichen *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp.

mit *Miogypsina* sp.,

zahlreichen *Miogypsinoides* sp.

Lokalitäten in denen Miogypsinen bisher nicht nachgewiesen wurden:

Sausset (Provence)
Rossignano-Montferrat (Piemont)
Pietra d'Incaffi des Monte Moscal (Gardasee)

Lokalitäten in den Miogypsinen nachgewiesen wurden:

Saint-Etienne d'Orthes
Oberster Teil der grauen Mergel Südumbriens mit Miogypsinen, Lepidocyclinen
usw., die RENZ ins Burdigalien stellt.
Echinodermenkalke der Asphaltminen von Ragusa.
Zahlreiche Lokalitäten in Marokko.

Chattien (oft als unteres Aquitanien aufgefaßt)

IV. Zone mit großen *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) sp.
wenigen *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp.

mit *Miogypsina* sp.,
Miogypsinoidea sp.,
vielleicht mit kleinen *Nummulites* sp.

Lokalitäten in denen Miogypsinen bisher nicht nachgewiesen wurden:

Peyrère (Aquitaine)
Molere bei Ceva (Piemonteser Becken)
Scutella-Schichten des Monte Moscal (Gardasee)
Lower coralline limestone von Malta (Marsa Scala, östl. La Valetta)
Calcarei della Villa Codacci-Pisanelli (Tricase-Terra d'Otranto)
Graue Mergel Südumbriens, mit feinkörnigen Kalken mit Lepidocyclinen
(Visso)

Lokalitäten in den Miogypsinen nachgewiesen wurden:

Chattien des Gardasees (Porto Dusan, Punta Belvedere, Punta Portese, Isola
di Garda).

Stampien (Rupélien):

III. Zone mit *Nummulites vascus-boucheri*
ohne *Nummulites intermedius-fichteli*
mit großen *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) sp.
wenigen *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp.

Lokalitäten: Révilla bei San Vincente (Santander)
St. Géours de Maremme (Aquitaine)
Zone mit *N. vascus* des Vizentin
Torre d'Andrano (Tricase-Terra d'Otranto)

II. Zone mit *Nummulites intermedius-fichteli*
Nummulites vascus-boucheri
Lepidocyclina (*Eulepidina*) sp.
wenigen kleinen *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp.

Lokalitäten: San Vincente de la Barquera (Santander)
Couches supérieures de Biarritz (du Phare), hier wahrscheinlich aus faziellen
Gründen ohne Lepidocyclinen.

Tuc du Saumon, niveau supérieur (Aquitaine)
Stampien des Gardasees (Rocca di Manerba, Monte San Giorgio usw.)

Nummulites vascus-boucheri
Nummulites intermedius-fichteli I Zone mit

ohne Lepidocyclinen

Lokalitäten: Tuc du Saumon, niveau inférieur (Aquitaine)
Couches sup. de Biarritz (Chambre d'amour)

Vielleicht noch oberes Lattorfien

Rochers de la Villa Eugénie (Biarritz)
Couches de Gaas

Lattorfien (Sannoisien):

Unterer Teil der I Zone:

Lokalitäten: Rochers de Villa Belza, du Port vieux et de l'Atalaye (Biarritz)
Casinelle, Luco de Sangonini (Piemonteser Becken)
Unterste Schichten des Monte Moscal (Gardasee)
Montecchio Maggiore (Vizentin)

Graue Globigerinenmergel und brekziöse Kalke Umbriens.

In Marokko erscheinen schon im Lattorfien die ersten Eulepidinen und Nephrolepidinen!

Natürlich haften einer solchen vergleichenden Zusammenstellung Fehler an; man sollte sie daher nicht kritiklos aufnehmen. Die Fehlerquellen können verschiedenster Natur sein. So sind in der Aquitaine viele Fundstellen zugleich durch Mollusken datiert, dafür ist aber die Kontinuität der Aufschlüsse dürftig und die Korrelation der Aufschlüsse schwierig. In Marokko hingegen scheint die stratigraphische Festlegung fast ausschließlich auf den verschiedenen Großforaminiferenassoziationen selbst zu fußen, ohne daß viel über Molluskenfaunen, die schließlich die dortige, von anderen Gegenden meist grundsätzlich verschiedene stratigraphische Einteilung bestätigen sollten, je die Rede ist. Im Piemonteser Becken ist die Situation sogar so, daß zwischen der Foraminiferenstratigraphie und der Molluskenstratigraphie, die offensichtlich unabhängig voneinander aufgestellt wurden, wesentliche Widersprüche bestehen, so daß die von SACCO (618) postulierte Verbreitung von Lepidocyclinen und Miogypsinen im Helvétien dieser Gegend unseres Wissens nach wie vor noch nicht widerlegt worden ist. Es wäre also eine der dringendsten Aufgaben, die Stratigraphie dieses klassischen Gebietes im Hinblick auf die Foraminiferenverbreitung zu überprüfen. Die Arbeit von BEETS (33) gibt über diese Probleme leider keine Auskunft, auch die beigefügte Karte unterscheidet sich, abgesehen vom Maßstab, kaum von derjenigen SACCO's. Im Vizeentin sind offenbar «Orbitoiden» nur in einzelnen wenigen Fundstellen anwesend. Schließlich scheint RENZ (594) in seiner hervorragenden Arbeit die uns hier vor allem interessierende Aquitan-Burdigalgrenze ausschließlich nach paläontologischen Gesichtspunkten gezogen zu haben, was zugleich mit der Annahme, daß Miogypsinen in Italien nur im Burdigalien auftreten, ihn dazu führte, den obersten Teil der grauen Mergel (mit 2 d bezeichnet) in Südumbrien und den Abruzzes als Miogypsinen-führendes Burdigalien vom tieferen, offenbar lithologisch gleich gearteten Komplex abzutrennen, während mitten in der unteren Hälfte des Burdigalien eine scharfe lithologische Grenze ausgeschieden wurde, über der meist glaukonitische Mergel mit schwarzen Hornsteinen gelagert sind. Nach unserer Auffassung sollte die von RENZ ins Aquitanien gestellte Gruppe (mit Lepidocyclinen [Eulepidinen, Nephrolepidinen]) in unsere IV. Zone des Chattien — teilweise vielleicht noch tiefer — gestellt werden, während die ins Burdigalien gestellte oberste Gruppe der grauen Mergel (mit Nephrolepidinen, Eulepidinenbruchstücken und Miogypsinen [incl. Miogypsinoides]) ins Aquitanien rücken müßte. Die Grenze Aquitanien-Burdigalien wäre dann durch das Auftreten des Glaukonits, durch die an der Basis auftretenden schwarzen Hornsteine und schließlich durch das Verschwinden der Lepidocyclinen und der Miogypsinoides gekennzeichnet. Die Sukzession würde so bedeutend besser mit den marokkanischen und wahrscheinlich auch mit den südfrenchösischen Verhältnissen übereinstimmen.

Nach Bereinigung dieser Verhältnisse kommen wir zu unserer Alterzuteilung: Die untere Gruppe unserer Lepidocyclinenkalke gehört ins Chattien. Sollte die von BONARELLI (75) vermutete Anwesenheit von kleinen Nummuliten sich bestätigen, so würde das die Analogie zwischen unseren Schichten und denjenigen des Gardasees (ZINONI, 844) und Marokkos (SENN, 686) nur bestätigen. Doch ist es wahrscheinlich, daß die von diesen Fundstellen erwähnten Nummuliten entweder als aufgearbeitet zu betrachten sind oder mit Amphisteginen verwechselt wurden. Unsere obere Gruppe dagegen gehört zweifelsohne ins richtige Aquitanien. Die Grenzziehung gegen das Burdigalien zu erfolgt nach rein lithologischen Gesichtspunkten, die hier unbedingt den paläontologischen vorgezogen werden müssen. Wie wir sehen werden, sind die paläontologischen Merkmale nur negativer Art, (Fehlen von Eulepidinen und Miogypsinoides). Solches Aussetzen älterer Leitformen wird aber auch durch die Aufarbeitungserscheinungen im Burdigalien nur zu leicht verwischt, so daß man sich praktisch besser an die sehr ausgeprägte lithologische Untergrenze dieser Stufe hält.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen zum Oligozän:

Die Biofazies des Oligozäns sind nur schwach von den vorhergehenden des Eozäns verschieden. Daß aber dennoch grundverschiedene Gesteine aus diesen beiden Zeiten vorliegen, ist wohl ausschließlich auf ein Aussterben der sehr wesentlich an der Ge-

steinsbildung beteiligten Nummuliten und eine Einwanderung von *Lepidocyclinen*, zurückzuführen. Die im Folgenden unterschiedenen Biofazies lösen sich zeitlich ab, sie sind sicherlich stratigraphisch übereinander gelagert; einzig die zuletzt erwähnte Biofazies der Globigerinenkalke entwickelt sich lateral aus den anderen drei Biofazies-Bereichen heraus.

(1) Biofazies der Kalke mit kleinen Nummuliten:

Diese dominierte im untersten, stratigraphisch schlecht abgegrenzten Teil des Oligozäns; er herrschten ähnliche Lebensbedingungen wie in der Nummulitenbiofazies des Priabonien (siehe S. 146), die Nummuliten treten hier aber nicht mehr gesteinsbildend auf. Ueberhaupt findet sich in der ganzen Thanatozoenose keine wohl definierte Hauptform, was vielleicht für zufällig zusammengeschwemmte Bildungen spricht und nicht für eine richtige fossilisierte Biozoenose.

(2) Biofazies der fein-mittelkörnigen *Lepidocyclinen*-kalke:

Wir können aus der Verteilung der Biofazies schließen, daß hier eine küstennahe, flachneritische Bildung vorliegt, die aller Wahrscheinlichkeit nach in einer warmen, bewegten, gut durchlüfteten See, innerhalb der von Wellen, Brandung und Gezeiten beeinflussten Zone gebildet wurde. Das gesteinsbildende Auftreten der Hauptformen spricht hier für eine unverändert fossilisierte Biozoenose. Hauptformen waren sicherlich *Lepidocyclinen*; *Heterosteginen*, *Amphisteginen*, *Bryozoen* und *Lithothamnien* treten als Nebenformen auf, die wenigen Globigerinen als Gastformen.

(3) Biofazies der *Lepidocyclinen*-Bryozoenkalke:

In dieser stratigraphisch höheren Biofazies haben zur Zeit der Ablagerung Bedingungen geherrscht, die eine massenhafte Entwicklung von *Bryozoen*, *Lepidocyclinen* und *Miogypsinen* begünstigten. Der Grund hierfür könnte eine relative Höherlegung des Meeresbodens durch Nachlassen der ständigen Senkung oder durch Auffüllung des Beckens sein, in deren Folge mehr grobkörnige und untiefer abgelagerte Sedimente gebildet wurden, was zu einer stärkeren photosynthetischen Aktivität der Pflanzen und in der Folge zu einer Massenentwicklung der oben genannten Hauptformen führte. Während wir über die oekologischen Bedürfnisse der Orbitoiden keine rezenten Vergleichsmöglichkeiten haben, sind für rezente *Bryozoen* keine oekologischen Gesetzmäßigkeiten nachgewiesen worden. Sie treten nämlich in den verschiedensten Tiefen und geographischen Zonen auf. Doch gehen wir kaum fehl, wenn wir unsere *Bryozoen*-*Lepidocyclinen*-*Miogypsinengemeinschaft* als rasenbildend in sehr geringer Tiefe vorstellen, analog den *Bryozoenrasen* der Secche des Golfes von Neapel (WALTHER, 822). Nur haben die Bildungen im Aquitanien-Chattien unseres Untersuchungsgebietes weit größere Areale eingenommen, was auf eine weniger akzidentierte Morphologie des Meeresboden schließen läßt. VAUGHAN (801) gelangte generell zum Schluß, daß Orbitoiden flachmeerische (weniger als 180 m), tropische oder subtropische Organismen sind und bei weniger als 15° Minimaltemperatur nicht leben konnten. Unsere Biozoenose stellt aber in gewissem Sinn auch eine klastische Ablagerung dar, deren Genese wir, wie früher, als Effekt der Brandungstätigkeit erklären können.

(4) Biofazies der Globigerinenkalke mit *Cancellophycos* sp.:

Die ökologischen Bedingungen dieser Zone sind die selben, die schon früher beschrieben wurden und die im folgenden Abschnitt nochmals etwas eingehender behandelt werden sollen.

d. Paläogeographie des Oligozäns:

Die Verteilung der Sedimente und die Mächtigkeitsverhältnisse des Oligozäns, lassen auf gleichzeitige, sehr eingreifende paläogeographisch-tektonische Veränderungen schließen. Auf der zentralen Maiella finden wir keine Spur oligozäner Sedimente; eine recht bedeutende Schichtlücke ist an der südöstlichen Maiella zu beobachten, wo die, allem Anschein nach burdigalen, glaukonitischen Globigerinen-Orbulinenkalke direkt über das Priabonien transgredieren. Am Morrone, in den Hügeln von Campo di Giove und am Monte Porrara hat, wie schon in den vorangegangenen Zeiten, keine Sedimentation stattgefunden. Nur in der nördlichen Maiella treten zunächst an der Basis des Oligozäns mehr oder weniger detritische Kalke und im oberen Oligozän Bryozoen-Lepidocyclinenkalke auf, die, weiter gegen Norden, allmählich in Globigerinenkalke überzugehen scheinen. Doch finden sich auch in diesem Gebiet im Vergleich zu den gewaltigen Mächtigkeiten der Torrettaserie der Zone des Aventinotales nur verhältnismäßig geringe Mächtigkeiten. Aus dieser Disposition läßt sich ohne weiteres schließen, daß das Zentrum der Senkung sich offenbar in die Zone der argille scagliose verlagert hat, während gleichzeitig die zentrale Maiella langsam aus dem Meere herausgehoben wurde. Besondere Beachtung verdient die Tatsache, daß in der nördlichen Maiella, trotz dieser offenkundigen regionalen Diskordanz, nur lokal Winkeldiskordanzen an der Basis oder gar innerhalb des Oligozäns auftreten und daß das darüberliegende Burdigalien, das die oben beschriebenen Verteilungsverhältnisse noch in viel ausgeprägterem Masse aufweist, in der nördlichen Maiella ebenfalls in praktisch konkordanter Lagerung angetroffen wird, während dagegen in der Torrettaserie eine starke Brekzienbildung beobachtet wird und an der südlichen Maiella eine basale Diskordanz festgestellt wird. All diese Umstände drängen zum Schluß, daß die Maiella an ihrem südlichen Ende hochgehoben wurde (etwa im Sektor zwischen der Valle di Macchia lunga und dem Guado dei Cocci), während im Nordteil, trotz dieser tektonischen Aktivität, die Sedimentation praktisch nicht gestört wurde. So gelangt man zur allgemeinen Annahme, tektonische Bewegungen größeren Ausmasses seien durchaus nicht immer in allen umliegenden Sedimenten zu erkennen, und es mag Zonen gegeben haben, die gewissermaßen im toten Winkel dieser Aktivität gelegen waren. Es ist dies eine Eigenart der von uns später noch näher illustrierten Bruchblocktektonik unseres Gebietes. Sicherlich war in der südlichen Maiella der Hebungsbetrag gering, so daß diese Zone nur wenig aus dem Meer emporgehoben wurde; die auffallende Brekzienbildung in der Torrettaserie war mehr die Folge der Steilstellung der submarinen Küstenböschung im Gefolge der plötzlich intensiv einsetzenden Senkung im Gebiete der argille scagliose.

Diese Anschauungen beruhen alle auf der Annahme, daß im Oligozän in der südlichen Maiella tatsächlich nichts sedimentiert wurde. Prinzipiell erscheint die Alternative, es sei das Oligozän wohl abgelagert, aber dann vollständig wegerodiert worden, fragwürdig. Die gleiche Annahme könnte auch für die nachfolgenden Perioden des Miozäns gemacht werden, wie sie ja auch für die Verhältnisse am Morrone und am Monte Porrara in Bezug auf die eoziänen Sedimente diskutiert wurde. Ein gültiger Beweis für eine solche Anschauung wäre das Auffinden zahlreicher Erosionsrelikte oligozäner Sedimente im Bereiche der im übrigen oligozänfreien Gebiete, die wir aber vergeblich gesucht haben. Die Sedimentationsgeschichte der post-oligoziänen Ablagerungen gibt ebenfalls nicht den geringsten Anhaltspunkt für eine so gewaltige Erosionstätigkeit, die ja sicherlich nicht submarin, sondern kontinental gewesen wäre. In den neu gebilde-

ten, kontinentalen Gebieten wäre es aber sicher in den durchlaufend kalkigen Ablagerungen nicht zur Entwicklung einer normalen Erosionstätigkeit gekommen, sondern viel eher — wie heute noch — zu einer Entwässerung durch ein kompliziertes Karstsystem; der gebildete Schutt wäre dann, abgesehen von küstennahen Partien, an der Stelle liegen geblieben, wo er gebildet wurde, wie das heute bei den enormen Schuttmassen der Maiella noch stets der Fall ist. Die Annahme einer Ablagerung von oligozänen und miozänen Sedimenten im gesamten Gebiet der Maiella und nachträglicher vollständiger Wegräumung derselben durch Erosion würde zu einer sehr gekünstelten Erklärung der Tektonik und Paläogeographie des Gebietes führen.

Zusammenfassend kann man sich die paläogeographischen Verhältnisse im Oligozän etwa folgendermassen vorstellen: Der Morrone, die Hügel von Campo di Giove, der Monte Porrara und die südliche Maiella waren Landgebiet, an der südöstlichen Maiella bildete sich ein ausgesprochener Steilabfall, der den schon im Gegensatz von argille scagliose- zur Riff-fazies ausgedrückten Niveauunterschied in der submarinen Morphologie noch stärker betonte. Der Hauptbereich dieser Steilküste befand sich aber unter Wasser, wo es leicht zur Bildung submariner Rutschungen kam, die ihrerseits «turbidity currents» bildeten, was schließlich zur Brekzienbildung der Torrettaserie in der östlichen Zone des Gebietes führte. Im Norden und Nordwesten der Maiella kam es zur Fortsetzung der schon im Priabonien erkannten Sedimentation detritischer Kalke, weiter von der Küste entfernt wurden Globigerinenkalke abgelagert, die sich aber immer noch im neritischen Gebiet befanden. Im oberen Oligozän scheinen die Sedimente allmählich grobkörniger zu werden, was auf ein Nachlassen der Senkungsgeschwindigkeit in der nördlichen Maiella und auf allmähliche Auffüllung des Sedimentationsbeckens hindeutet; die daraus folgende relative Hochhebung des Meeresbodens ermöglichte die Massenfaltung der Bryozoen-Lepidocyclus-Assoziation.

11. Das Burdigalien

a. Allgemeines und Verbreitung:

Die Ablagerungen des Burdigalien bilden wiederum einen Kranz um das Massiv der Maiella, nur an der südlichen Maiella transgredieren sie zu einer beachtlichen Höhe über die Sedimente des Eozäns (Guado di Cocci). Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen und etwa 60 Metern. Auffallend ist die im ganzen Gebiet der Maiella nachgewiesene transgressive Tendenz der Ablagerungen dieser Stufe, sowie das plötzliche Auftreten glaukonitischer Sedimente, das Ueberhandnehmen von Globigerinenablagerungen und das Auftreten dunkler Kieselknollen an der Basis des Burdigalien.

Zur Darstellung des Burdigalien auf unseren Karten und Profilen (Tafel III und IV) muß an dieser Stelle noch kurz beigefügt werden, daß im Gebiet der nördlichen Maiella das Burdigalien und das Helvétien mit einer gemeinsamen Signatur gezeichnet wurden, was uns, in Berücksichtigung der gut definierten Untergrenze des Burdigalien einerseits und der vielerorts nur schwer durchzuführenden Helvétien-Burdigalienabgrenzung andererseits, gerechtfertigt erscheint. Auf den Profilen aber war es schon zeichnerisch kaum möglich eine weitergehende Unterteilung des zusammengefaßten Komplexes durchzuführen. Außerdem wurde die Grenze beider Formationen (Helvétien-Burdigalien) im Terrain von uns nie genau kartiert, da wir uns der Bedeutung dieser Grenze erst bewußt wurden, als unsere Terrainaufnahmen beinahe beendet waren. Im

Sektor zwischen der Valle di Macchia lunga und dem Guado di Cocci, also im Gebiet der südlichen Maiella, kann das Burdigalien wenigstens lithologisch demjenigen der nördlichen Maiella durchaus gleich gestellt werden, auch war eine ganz auffallende Übereinstimmung mit einzelnen Schichten der Torrettaserie vorhanden; diese umfaßt aber wahrscheinlich noch unteres Oligozän, sicher oberes Oligozän und Burdigalien. Somit wurde an der südöstlichen Maiella eine lithologische Serie, in der mit Gewißheit nur die Schichten des Burdigalien nachweisbar sind, die aber aller Wahrscheinlichkeit nach noch Oligozän umfaßt, mit der Signatur der Torrettaserie einerseits und des Aquitanien der nördlichen Maiella andererseits dargestellt, was die Zusammengehörigkeit der drei Formationen zeigen soll. Die Folge dieser zeichnerischen Darstellung ist, daß das Helvétien, welches an der nördlichen Maiella mit dem Burdigalien eine gemeinsame Signatur erhielt, an der südöstlichen Maiella isoliert ausgeschieden wurde.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung:

(1) Fein-mittelkörnige, glaukonitische Kalkbrekzien mit *Chlamys* (*Antipeecten*) cf. *sacyi* COSSMANN

(Burdigalien-Helvétien) Bestimmung durch U. Buechi

Cardium cf. *aculeatum* LINNE (Helvétien-Rezent), dito

Pecten sp., *Ditrupa* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp.), *Globigerinen* sp, sowie Trümmer von Echinodermen, Lithothamnien, Bryozoen und Mollusken.

Die bestimmten Mollusken stammen vom Colle Acquaviva, oberhalb Taranta Peligna.

(2) Fein-kleinkörnige, glaukonitische Bryozoen-Kalkbrekzien:

mit zahlreichen Bryozoenentrümmern,

Amphistegina sp., *Elphidium* sp., Milioliden (*Pyrgo* sp., *Nummuloculina* sp.,) *Textularia* sp.

Gypsina globulus, REUSS

wahrscheinlich aufgearbeitete *Neovalveolina* cf. *melo* FICHTEL & MOLL, *Nummulites* sp., sowie Trümmer von *Ditrupa* sp., Echinodermen, Lithothamnien und *Lithophyllum* sp.

(3) Feinkörnige, glaukonitische Kalke mit dunklen Kieselknollen:

Auffallend dickwandige *Globigerina* sp., und *Orbulina* sp., dann *Robulus* sp., *Lagena* sp., selten *Globorotalia* sp., »*Truncatulina*« sp., und andere Kleinforaminiferen, sowie Trümmer von Bryozoen und Echinodermen.

(4) Fein-kleinkörnige, braune, glaukonitische Kalke mit Bryozoen und Miogypsinen:

Miogypsina irregularis MICHELOTTI (20, 30)

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) sp. (30)

Trümmer von *Lepidocyclus* (*Eulepidina*) sp. (30)

Miogypsinoides sp. (30)

Spiroclypeus sp. (30)

»*Truncatulina*« sp., *Globigerina* sp.,

Amphistegina sp.,

sowie Trümmer von Bryozoen und Echinodermen.

(5) Feinkörnige, plattige, meist etwas mergelige, glaukonitische *Globigerinenkalke*:

Orbulina sp., *Globigerina* sp., *Nodosaria* sp., *Amphistegina* sp., *Ditrupa* sp., *Cancellophycos* sp.

sowie Fucoiden und andere Kleinforaminiferen.

Wollte man eine Alterszuteilung auf diese recht untypischen Listen stützen, so kämen als leitende Fossilien wohl nur *Miogypsina irregularis* MICHELOTTI und die vom Colle Acquaviva her bekannten Mollusken in Betracht. Da unsere Miogypsinen, wenigstens im Profil Orte noch von anderen Foraminiferen (*Miogypsinoides*, *Eulepidinen* und *Nephrolepidinen*) des Aquitanien begleitet sind, muß wohl angenommen

werden, diese Faunen seien aufgearbeitet, worauf wir auch wegen der Isoliertheit des Vorkommens schließen dürfen. Auch die Mollusken scheinen nicht maßgebend zu sein, da man auf Grund der vorhandenen Arten auf Helvétien schließen müßte. Da aber einerseits das Aquitanien, unserer Meinung nach überzeugend, und andererseits das Helvétien auch genügend nachgewiesen werden konnte, bleibt für die dazwischenliegende lithologisch durchaus autonome Zone nur das Burdigalien übrig. Diese Auffassung wird durch die Analogie zu den von RENZ (594) im Profil Camarda bei Gran'Sasso festgestellten Miogypsinenkalken mit braunem Hornstein des Burdigalien bestätigt. Auch dort tritt, außer den Miogypsinen, eine Fauna auf, die wie die unsere, *Lepidocyclinen* und Fragmente von *Spiroclypeus* enthält. Lithologisch sind die von uns — nach dem Profil Camarda von RENZ — geschlagenen Handstücke durchaus mit denjenigen der Maiella identisch.

Die mikropaläontologisch schlecht belegte Grenze zwischen Aquitanien und Burdigalien ist, wie schon auf Seite 153 angedeutet wurde, in Italien lithologisch sehr gut ausgeprägt. So kann man in den Colli Torinesi einen ausgeprägten Gesteinswechsel beobachten (vergl. SACCO, 615; BEETS, 33). Wohl am eindrucksvollsten ist der lithologische Gegensatz in SE-Sizilien, wo die Aquitan-Burdigalgrenze (zwischen den obersten Echinodermenschichten der Ragusakalke und den unteren Tellaromergeln) zu einem geomorphologischen Faktor erster Größe wird; der gleiche Gegensatz dominiert auch in der Morphologie der Insel Malta (vergl. MURRAY, 498 und BALLY, 28, 30). Es scheint sich auch hier zu bestätigen, daß zwischen Aquitanien und Burdigalien ganz entscheidende Wendungen im geologischen Geschehen der Mittelmeergebiete stattgefunden haben, die es voll rechtfertigen, wenn man sich der Meinung zahlreicher Paläontologen und Stratigraphen anschließt, welche die Oligozän-Miozängrenze oder Eogen-Neogen-Grenze an die Wende des Aquitanien und Burdigalien verlegen, auch wenn die marinen Faunen (mit der beachtenswerten Ausnahme der Großforaminiferen) recht wenig von diesem Wechsel andeuten.

Zusammenfassend sehen wir die untere Grenze des Burdigalien lithologisch durch das Auftreten glaukonitischer Sedimente gekennzeichnet, während die Abgrenzung gegen das Helvétien sehr klar durch das Auftreten von Lithothamnien- und Pectenkalcken gekennzeichnet ist.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen:

Die Charakteristik der Biofazies des Burdigalien gestaltet sich ziemlich schwierig. Die Mannigfaltigkeit der lithologischen Typen läßt auf wenigstens drei Biofazies mit verschiedenen Lebensbedingungen schließen:

(1) Biofazies der fein-mittelkörnigen, glaukonitischen detritischen Kalke (Fossilassoziationen 1, 2 und 4):

Die Biozoenosen dieser Zone sind in unseren Gesteinen nur stark verwischt, es scheint, daß willkürlich zusammengeschwemmte Thanatozoenosen vorliegen. Die ursprünglichen Biozoenosen dieser Zone hatten wahrscheinlich Bryozoen und Miogypsinen als Hauptformen, während Mollusken und Lithothamnien als Nebenformen erschienen; Globigerinen, die in dieser Zone vorkommen müssen, sind als untergeordnete Formen zu betrachten. Das in den Brekzien am Colle Acquaviva auftretende *Cardium aculeatum* LINNE ist eine typisch litorale Form (18—91 m Meerestiefe) (WALTHER, 820). Die Zone läßt sich zusammenfassend wie folgt charakterisieren: Seichtes, flachneritisches Meer in nächster Küstennähe, mit mangelhafter bis ungenügender Durchlüftung des

bodennahen Wassers, die vielleicht durch das Auftreten kalter Strömungen und in der Folge eintretende Hypertrophierung des Meeresbeckens verursacht ist. Die letztgenannten Faktoren hätten die Entstehung glaukonitischer Sedimente begünstigt. (s. S. 122 ff).

Tatsächlich haben sich die Verhältnisse im burdigalen Meere im Vergleich zu den vorangehenden Zeiten grundlegend geändert. Diese Änderungen gehen auch aus den nachfolgenden Abschnitten hervor.

(2) Biofazies der fein-kleinkörnigen Globigerinenkalke (Fossilassoziaton 3):

In dieser sehr typischen Zone waren annähernd dieselben Bedingungen wie in der vorhergehenden Zone verwirklicht, mit dem Unterschied allerdings, daß das Ueberwiegen planktonischer Organismen über die benthontischen in erster Linie größere Ablagerungstiefe, dann aber noch weit schlechtere Durchlüftungsverhältnisse des bodennahen Wassers anzeigen. Besonders auffallend ist die große Schalendicke der Globigerinen und Orbulinen, im scharfen Gegensatz zur Dünnschaligkeit der Foraminiferen der nächstfolgenden Zone. Hier drängt sich die Vermutung auf, die Schalendicke sei oekologisch bedingt. HESSE, ALLEE und SCHMIDT (373) wiesen schon darauf hin, daß *Orbulina universa* d'ORBIGNY an der Wasseroberfläche dünnschalig ist, während bodennah lebende Varianten außerordentlich dicke Schalen haben. Das gleiche gilt auch für Globigerinen. Unsere dickschaligen Orbulinen und Globigerinenspezies, die sich offenbar von anderen dünnschaligen Spezies deutlich unterscheiden, lebten demnach doch in einem stark bewegten Milieu, wo sie der starken Wellen- und Strömungstätigkeit gewachsen waren. Diese Tatsache zeigt deutlich, daß auch bei der heute so empfohlenen Korrelation auf Basis pelagischer Foraminiferenfaunen (GRIMSDALE, 336), immer noch mit einer gewissen, oekologisch bedingten Auslese und Differenzierung der Faunen gerechnet werden muß, wenn auch in weit geringerem Maße als bei den meisten anderen fossilen Organismen des Benthos.

(3) Biofazies der feinkörnigen, oft etwas mergeligen Globigerinenkalke mit *Cancellolophycos* sp.:

Diese Biofazies stellt in unserem Gebiet sicher die tiefste und am weitesten von der Küste entfernte Zone dar. Sie befindet sich bathymetrisch in der sublitoralen Zone, außerhalb des Bereichs der Wellentätigkeit und stärkerer Strömungen, die etwas reichere benthontische fossile Fauna deutet wieder auf bessere Durchlüftungsverhältnisse im bodennahen Wasser, woraus man für die vorhergehend beschriebene Biofazies schließen kann, daß dort das schwach anaerobe Milieu, das zur Glaukonitbildung geführt hat, wohl eher auf eine Hypertrophierung in Folge kalter aufsteigender Strömungen, als auf eine Abschließung des Meeresbeckens zurückzuführen ist (vergl. BRONGERSMA-SANDERS, 89, 90). Daß Globigerinensedimente in der flachneritischen Zone gebildet werden können, wird heute von den verschiedensten Seiten mit Nachdruck betont und steht hier nicht weiter zur Diskussion.

Von besonderem Interesse ist wohl das Auftreten von *Cancellolophycos* sp., das ja schon seit dem Priabonien in unserem Gebiet beobachtet werden konnte. Ganz unabhängig davon, ob wir dieses Fossil als Alge oder Alcyonarien-Abdruck betrachten, kann man feststellen, daß es sich um eine wenigstens zeitweise benthontisch lebende Form handelt, da diese nicht auf den einzelnen Schichtlagen erscheint, sondern meist weit in die Schicht hineingreift, ja oft senkrecht zu dieser zu stehen kommt, und in unserem Fall an litorale Gewässer mit mehr oder weniger gut durchlüftetem bodennahem Wasser und an schlammige, feinkörnige Böden gebunden ist.

Auf die Bedeutung der verschiedenen benthontischen Foraminiferengruppen des Burdigaliens wollen wir an dieser Stelle nicht eintreten, teilweise soll darüber im Kapitel über das Helvétien gesprochen werden.

d. Paläogeographie des Burdigalien:

Angenähert haben wir in dieser Stufe dieselbe Verteilung von Land und Wasser, und der einzelnen Fazieszonen, wie zur Zeit des oberen Oligozäns. Eine Ausnahme bildet die südöstliche Maiella: Wenn dort, wie es aus dem Fehlen jeglicher paläontologischer Andeutung wahrscheinlich ist, tatsächlich kein Oligozän mehr abgelagert wurde, so muß man schließen, daß das Burdigalien dort transgressiv direkt dem oberen Eozän aufliegt. Dies würde mit den im vorhergehenden Kapitel postulierten Wirkungen einer besonders starken tektonischen Aktivität in diesem Gebiet in Einklang stehen. Die, in der südlichen Maiella deutlich nachgewiesene, Transgression ist aber schwierig zu deuten. Wir stehen jedenfalls vor einem rein regionalen Phänomen, welches wohl mit einer starken Intensivierung der tektonischen Aktivität, mit grundlegenden Veränderungen in der Verteilung von Land- und Wassermengen, die ihrerseits vielleicht von klimatischen Änderungen bedingt waren, zusammenhängt. Diese Faktoren konnten, jeder für sich oder vereint, zu größeren eustatischen Meeresspiegelschwankungen und in der Folge zu weit verbreiteten Transgressionen führen. Hiermit steht die Frage nach dem Grund des Glaukonitreichums des zentralitalienischen Burdigalien in engem Zusammenhang.

Das Burdigalien der nördlichen Maiella markiert eine transgressive Tendenz, während im Bereich des Aventinotales die intensive Senkung der Torrettaserie anhält. Rein konventionell, ohne nähere Begründung, haben wir auf dem Fazieskärtchen des Burdigalien die Glastuffe der Torrettaserie in diese Zeit gestellt und zwar von der Ueberlegung ausgehend, daß vielleicht das Vorhandensein von Kieselknollen im basalen Burdigalien mit vulkanischen Erscheinungen zusammenhängen könnte.

12. Das Helvétien

a. Allgemeines und Verbreitung:

Die Verbreitung der gesamten Sedimente des Helvétien ist in unserem Gebiet praktisch mit derjenigen der anderen Miozän- und Oligozänsedimente identisch. Am Monte Porrara, in den Hügeln von Campo di Giove und auf dem größten Teil des Morrone findet man keine Sedimente des Helvétien. Eine eigenartige Stellung nehmen die beiden Vorkommen von Heterosteginakalken am Nordende der Montagna del Morrone ein.

Die aufgeschlossene Sedimentmächtigkeit schwankt zwischen wenigen und zirka 50 Metern. In den meisten Fällen handelt es sich um Lithothamnien-, Pecten- und mergelige Kalke und oft sehr bituminöse Mergel. Diese Sedimente verraten im Vergleich mit den vorher abgelagerten Bildungen des Burdigalien ganz andere Entstehungsbedingungen, die langsam zu den Sedimentationsverhältnissen des obersten Miozäns überleiten.

b. Fossilinhalt und Alterszuteilung:

Der reiche Fossilinhalt dieser Gruppe soll zuerst summarisch mit Fundortsangabe angeführt werden, wobei zugleich Literaturangaben verwertet wurden. Die Bestimmung der fossilen Seeigel wurde in verdankenswerter Weise von Prof. A. JEANNET ausgeführt. Die meisten Molluskenbestimmungen verdanken wir Herrn Dr. U. BUECHI,

der die Freundlichkeit hatte, die Fossilien im Rahmen seiner Untersuchungen an gleichaltrigen Sedimenten der St. Galler Mollasse zu bestimmen (94).

An die detaillierte Aufzählung der Faunen ist ein zusammenfassendes Gesamtverzeichnis angeschlossen, das außer den Autorennamen noch Angaben über die stratigraphische Verbreitung und einige oekologische Daten vorwegnimmt.

(1) Mergelige, manchmal etwas sandige Pecten-Kalke

- aa. Colle Castellano:
Chlamys cf. *macrota*, *Pecten* spp., *Cardium* sp., *Meretrix* sp., sowie *Terebratula* cf. *sinuosa* und *Schizechinus* cf. *chateleti*, *Brissopsis* sp.
- bb. Straße von Caramanico nach San Valentino, bei Häusern von St. Elia:
Amussium cf. *felsineum*, *Cardita hippopea*, *Pecten* spp., *Cardium* sp., *Arca* sp., *Ostrea* sp.
- cc. Sorgenti Capo a fiume bei Palena:
Cardium cf. *praecellens*, *Turritella* (*Archimediella*) cf. *vasconiensis*, *Pecten* sp., *Tapes* sp., *Meretrix* sp. und in einer tieferen Schicht zahlreiche *Cerithium* sp.
- dd. Colle Le Macchie bei Caramanico:
Arca cf. *gironica*, *Cardium* sp., *Pecten* sp.
- ee. Pfad der von Tocco da Casauria nach Popoli führt (nach de ANGELIS, 13):
Pecten koheni, *Pecten cristatus*, *Pecten malviniae*, *Modiola brocchi*, *Pinna tetragona*, *Arca diluvii*, *Turbo speciosus*, *Gryphea navicularis*; Korallen, Bryozoen (*Myrioazon*); Fucoiden; *Heterostegina papyracea*, *Orbulina universa*, *Globigerina* sp.
- gg. Oberhalb Galleria Pilone bei Roccamorice:
Pecten (*Flabellipecten*) *koheni*.
- ff. Miniera comunale von Tocco da Casauria (nach de ANGELIS, 13):
Chenopus uttingerianus, *Naerea costellata*, *Tellina donacina*, *Amussium denudatum*, *Pseudamussium oblongum*, *Amussium* sp.
- hh. Etwas höher als der Monte Molino (nach de ANGELIS, 13):
Pecten koheni, *Pecten cristatus*, *Amussium denudatum*, *Gryphea navicularis*, *Aturia aturi*, *Teredo norvegica*, *Lucina globulosa*, *Tugurium* sp.; Fucoiden; Lithothamnium; *Myrioazon*; *Chrysophris cincta*; *Spatangus* cf. *austriacus*.
- ii. Lettomanooppello (nach de ANGELIS, 13):
Tugurium postextensum, *Ostrea digitalina*, *Gryphea navicularis*, *Pecten cristatus*, *Chlamys latissima*, *Lucina globulosa*, *Carcharodon megalodon*, *Odontaspis cuspidata*.
- kk. Umgebung der Minen von Santo Spirito (nach de ANGELIS, 13):
Gryphea navicularis, *Pecten koheni*, *Venus multilamella*, *Carcharodon megalodon*, *Odontaspis contortidens*, *Oxyrhina hastalis*, *Oxyrhina desorii*, *Galeocercus aduncus*, *Hemipristis serra*, *Sphyrna prisca*, *Chrysophris cincta*; *Pericormus latus*.
- ll. Colle d'Oro bei Tocco da Casauria (nach PRINCIPI, 569):
Pecten scabrellus, *Pecten aduncus*, *Venus multilamella*.
- mm. Ortetal nördlich Bolognano (nach PRINCIPI, 569):
Pecten cristatus, *Pecten denudatus*, *Pecten latissimus*, *Pecten* (*Flabellipecten*) *flabelliformis*.
- nn. Umgebung von San Valentino (nach PRINCIPI, 569):
Arca diluvii, *Tellina planata*.
- oo. Santa Croce bei Caramanico (nach de GASPERI, 316):
Pecten (*Aequipecten*) *haueri*, *Arca* (*Anadara*) *tyroniensis*, *Cardita globulina*, *Calyptrea chinensis*, *Ostrea* (*Pycnodonta*) *cochlear*, *Avicula phalenacea*, *Tellina* sp., *Sepia* sp., evtl. *S. granosa*.
- pp. Contra, nördlich Caramanico (nach de GASPERI, 316):
Pecten (*Flabellipecten*) *flabelliformis*, *Ostrea* (*Pycnodonta*) *cochlear*; *Terebratula* cf. *sinuosa*.
- qq. Cavallaro oberhalb Roccamorice (nach AIRAGHI, 5):
Pericormus saccoi.
- rr. Cerratina sopra Roccamorice (nach AIRAGHI, 5):
Pericormus latus, *Pericormus reichenbachii*.
- ss. Fonticelle presso Abateggio (nach AIRAGHI, 5):
Pericormus edwardsii, *Echinolampas angulatus*.

- (2) Mergelige Lithothamnienkalke:
Textularia sp., *Bolivina* sp., *Pyrgo* sp., *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., *Orbulina* sp., zahlreiche *Lithothamnium* sp. und Siphoneen.
- (3) Feinkörnige, etwas bituminöse sandig erscheinende Kalke:
(eigentliche Grundmasse der meisten Pectenkalke):
Elphidium sp., *Amphistegina* sp., *Truncatulina* sp., *Globigerina* sp., sowie Trümmer von Mollusken und Echinodermen.
- (4) Weiße, kompakte, oft aber auch sehr poröse Lithothamnienkalke:
Heterostegina papyracea, *Textularia* sp., *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Neoalveolina* sp., zahlreiche *Lithothamnium* sp.
- (5) Fein-kleinkörnige gelbliche Heterosteginakalke:
Heterostegina papyracea, *Triloculina* sp., *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., Rotaliiden, Mollusken- und wenige Lithothamnienrümmer, sowie *Ditrupa* sp.

Nomenklatorische Undeutlichkeiten, die schlechte Uebersicht über die verschiedenen Fossilisten und andere Gründe sind Veranlassung zur Aufstellung der folgenden Sammeliste, die nach den Arbeiten von SACCO (613), DEPERET & ROMAN (233), STEFANINI (738), COSMANN & PEYROT (190, 191) DOLLFUSS & DAUTZENBERG (236), VENZO (808), FELIX (287), DIETRICH & KAUTSKY (235), KAUTSKY (395), RUTSCH (612), BONI (76, 77), BUECHI (94) und anderer Autoren, ergänzt und nomenklatorisch vervollständigt wurde. Die jeweils in Klammern angegebene stratigraphische Verbeutung stellt wiederum die Zusammenfassung der wichtigsten Angaben von italienischen, französischen, deutschen, österreichischen und schweizerischen Fundorten dar. Die Zusammenstellung einer solchen Sammeliste bringt an und für sich schon große Gefahren mit sich (falsche nomenklatorische Umdeutung und ungenügende Berücksichtigung der faunistischer Differenzen zwischen geographisch weit auseinander gelegenen Gebieten). In unserem Fall bot jedoch ein solches summarisches Verfahren die einzige Möglichkeit, innerhalb kurzer Frist und ohne gründliche Revision der aufgefundenen und oft schlecht bestimmten Faunen zu einer einigermaßen zuverlässigen Vorstellung vom Alter und von der Fazies der vorliegenden Schichten zu gelangen. Die anschließenden oekologischen Bemerkungen entnehmen wir den Arbeiten von WALTHER (820), HESSE, ALLEE & SCHMIDT (373), H. RENZ (593), NORTON (523), NATLAND (510), RUTSCH (612) den REPORTS OF THE COMMITTEE ON MARINE ECOLOGY AS RELATED TO PALEONTOLOGY (596), ROGER (599) und zahlreichen anderen Autoren.

FORAMINIFERA:

Heterostegina papyracea SEGUENZA (Helvétien)

Heterostegina ist heute eine tropische Flachwasserart. Trotzdem sie in Tiefen von 1—1123 m gefunden wurde, zieht sie solche zwischen 15 und 20 m und Temperaturen zwischen 22° und 27° vor. Sandige Schlicke und Korallensande und Nähe von pflanzlichen Organismen sind für den Wohnplatz dieser Art typisch.

Orbulina universa d'ORBIGNY (oberes Oligozän — Rezent)

Diese Form ist heute «weitverbreitet von 76° nördl. Br. bis 50° südl. Br., im offenen Ozean wie im adriatischen Meer. An den Küsten seltener, in SW-Irland aber sedimentbildend» (Zit.: WALTHER). Besonders häufig erscheint sie zwar zwischen 922—510 Meter Tiefe vorzukommen, trotzdem sie in Tiefen von 0—5760 m nachgewiesen wurde.

Neoalveolina cf. *melo* FICHTEL & MOLL

Wahrscheinlich aufgearbeitet.

Textularia sp.: Textularien erscheinen oft in den Lithothamnienkalken. Die Gattung findet sich in Tiefen zwischen 1 und 5714 m. Vorzugsweise erscheint sie in flachen, warmen Gewässern in Tiefen von 1—180 m bei Temperaturen zwischen 20° und 27°.

Elphidium sp.: Auch diese Gattung ist im Helvétien recht häufig. In Tiefen von 1—3100 m auftretend, ist sie aber normalerweise eine ausgesprochen flachmeerische, manchmal

selbst ins Brackwasser gehende Gattung, die in Tiefen von wenigen Metern bis etwa 110 m massenweise auftreten kann. In vielen Fällen ist sie mit *Amphistegina* oder mit *Textularia* vergesellschaftet. Offenbar zieht sie tropische bis subtropische Gewässer vor.

Amphistegina sp.: Diese Gattung ist in Tiefen von 1—3199 m nachgewiesen worden, zieht aber die neritischen Gewässer warmer, tropischer-subtropischer Meere, mit Wassertemperaturen von 20°—31° und normaler Salinität vor. NORTON erwähnt sie vor allem in seiner Zone B, die von 10—110 m Tiefe reicht.

Discorbis sp.: Ist eine ausgesprochene flachneritische Form, deren Schalenform so gebaut ist, daß diese Spezies nur schwer von Strömungen und Brandungstätigkeit mitgerissen werden.

Rotalia sp.: In Tiefen von 0—5394 m vorkommend, ist die Gattung zumeist auf seichte, oft etwas brackische Küstengewässer beschränkt und lebt gerne auf schlammigen Böden, doch ist ihr kein großer oekologischer Wert beizumessen.

Globigerina sp.: Globigerinen leben pelagisch und man findet sie aus diesem Grunde in Sedimenten aller Tiefen von 0 bis fast 6000 m; in Sedimenten, welche unterhalb rund 1000 m Tiefe abgelagert wurden, sind sie aber heute wegen des Zurücktretens des Benthos, dominierend; doch sind zahllose Orte bekannt, wo Globigerinen in flachneritischen Gewässern maßenhaft auftreten (WALTHER, 802; CRICKMAY, 206; MORISHIMA, 494).

Milioliden (*Pyrgo* sp., *Triloculina* sp.):

Vergl. Seite 80 und Seite 132.

«*Truncatulina*» sp.

HEXACORALLA:

Flabellum extensum MICHELIN (Eozän — Miozän)

Isastraea sp.

Korallenformen sind sehr selten; wenn sie nicht leicht aufgearbeitet sind, zeigen sie sicherlich flachmeerische Bedingungen an. *Flabellum* ist aber oekologisch sehr untypisch, da die Gattung in Tiefen bis zu 2735 m und auch in den nördlichen Regionen auftritt.

ECHINOIDEA:

Pericormus latus AGASSIZ

Pericormus edwardsii AGASSIZ

Pericormus saccoi AIRAGHI

Pericormus reichenbachii AIRAGHI

Echinolampas angulatus MERIAN

Spatangus cf. austriacus LAUBE

AIRAGHI (5) bezeichnet die Fauna gesamthaft als typisch für Helvétien.

Prof. A. JEANNET bestimmte auch noch die folgenden Formen, wofür wir ihm zu großem Dank verpflichtet sind.

Brissopsis sp.,

Schizechinus cf. châteleti LAMBERT

Die letztere Form tritt nach Mitteilung von Prof. A. JEANNET im oberen Helvétien des Rhonetales, sowie im Pliozän von Sizilien auf.

BRYOZOA:

Myriozoon sp.

ANNELIDA:

Ditrupa sp.: Unter dieser Bezeichnung wurden schon seit dem Eozän auftretende, meist gekrümmte, im Detail aber sehr verschiedene Annelidenröhren zusammengefaßt. Offenbar handelt es sich auch um eine ausgesprochen flachmeerische Form tropischer oder subtropischer Gewässer, die jedenfalls eine gute Durchlüftung des bodennahen Wassers voraussetzt.

BRACHIOPODA:

Terebratula sinuosa BROCCHI (Helvétien — Plaisancien)

Terebratula costae SEGUENZA

Terebratula rhomboidea BIONI

Megerlea (Mühlfeldtia) truncata LINNE (Tortonien-Plaisancien)

Brachiopoden leben in allen Tiefen von 0—5000 m. Die meisten Brachiopoden sind festsitzend und graben sich gerne im Sand warmer Schelfmeere ein. Einzelne Spezies

sind von Temperatur und Salinität durchaus nicht beeinflussbar und sind in Süßwasser oder, wie *Terebratulina australis*, bei Ebbe stundenlang außer Wasser beobachtet worden. Brachiopoden leben oft kolonienartig beisammen, was in unserem Gebiet am Colle Castellano besonders aufgefallen ist.

Megerlea ist im Mittelmeer häufig mit Korallen und Lithothamnien vergesellschaftet. *Megerlea truncata* z.B. mit *Corallium*; sie ist im Mittelmeer auf Tiefen zwischen 109—191 m beschränkt. (WALTHER, 820; COOPER, 181).

LAMELLIBRANCHIATA:

Meleagrina phaleneacea LAMARCK (Aquitani-Plaisancien)

«Die durch ihre Perlen berühmten Meleagrinen leben, oft ganze Bänke bildend, in den Meeren der warmen und gemäßigten Zone in einer Tiefe von 8—20 m. Bald haften sie mittelst einen festen hornartigen Bissus an Riffen und Kliffen, bald liegen sie in weichem Boden auf sandigem Grund» (zit. RUTSCH, 612).

Pinna tetragona BROCCCHI (Oberoligozän-Astien)

«Die Pinnen leben in geringer Tiefe (kaum über 100 m). Sie bevorzugen stille Buchten mit Schlammgrund, in den sie, die Wirbel nach unten und mit dem seidigen Bissus verankert sind» (zit. RUTSCH, 612).

Modiola brocchi MEYER, vielleicht = *Modiola longa* BRONN (Plaisancien-Astien)

Auch dieses Genus ist meist in der Flachsee heimisch und kommt selten tiefer als in 200 m vor.

Pecten aduncus EICHWALD (Vindobonien)

Pecten (Flabellipecten) flabelliformis BROCCCHI (Tortonien-Astien)

Pecten (Flabellipecten) koheni FUCHS (Burdigalien-Rezent)

Pecten (Amussium) cristatum BRONN (Aquitani-Plaisancien)

Im Burdigalien-Helvétien erscheint ausschließlich die var. *badense* FONTANNES (DEPERET. 233).

Pecten (Amussium) denudatum REUSS (Oligozän [?], Burdigalien-Helvétien)

Pecten (Amussium) cf. felsineum FORESTI (Helvétien-Plaisancien)

Pecten (Amussium) duodecimlamellatum BRONN (Burdigalien-Plaisancien)

Pecten (Amussium) oblongum PHILIPPI (Plaisancien)

Chlamys (Aequipecten) haueri MICHELOTTI (Tortonien-Aquitani-Plaisancien)

Chlamys (Aequipecten) malviniae DUBOIS (Helvétien-Tortonien)

Chlamys (Aequipecten) macrotis SOWERBY (Burdigalien-Tortonien)

Chlamys (Aequipecten) opercularis LINNE (Helvétien-Rezent)

Chlamys (Aequipecten) scabrella LAMARCK (Burdigalien-Plaisancien)

Die Pectiniden sind benthontische Formen, die in enger Beziehung zum Untergrund stehen. Sie fixieren sich bald direkt durch die Schalen, bald durch einen Bissus, weit seltener schwimmen sie durch Auf- und Zuklappen der Muschelschalen. Junge Pectiniden und Larven haben eine planktonische Lebensart.

Pectiniden werden in allen Tiefen bis zu 3200 m angetroffen, ziehen ganz entschieden litorale Gewässer vor. Die rezent noch auftretende *P. opercularis* kann man bis in 1000 m Tiefe antreffen, im Mittelmeergebiet erscheint sie aber besonders in der Nulliporenzone von 30—72 m und ist oft mit Lithothamnien vergesellschaftet. Von den großen Pectiniden ist bekannt, daß sie einen sandigen Untergrund vorziehen. ROGER (599) nimmt im Zusammenhang mit Pectiniden etwas kühleres Wasser im mittleren Miozän und ein subtropisches Klima im Mittelmeergebiet an.

Ostrea (Crassostrea) gryphoides SCHLOTHEIM (Burdigalien-Pliozän)

Ostrea (Pycnodonta) cochlear POLI (Helvétien-Plaisancien)

Ostrea digitata EICHWALD (Helvétien-Plaisancien)

Gryphea navicularis BRONN

Austern sind vorwiegend Meeresbewohner, gedeihen aber auch noch im brackischen Wasser; nur ein plötzlicher Anstieg der Salinität wirkt lethal. Im übrigen ist die optimale Salinität für verschiedene Spezies verschieden. *Crassostrea* zieht zum Beispiel niedrige Salinität vor und ist eine ausgesprochene Litoralfarm. *O. (Pycnodonta) cochlear* kommt in Tiefen von 0—1828 m vor, lebt aber vorzugsweise in solchen zwischen 120—200 m. Dickschalige Austern ziehen wellenbewegte Zonen, dünnschalige eher ruhige Gewässer vor.

Arca (Anadara) diluvii LAMARCK (unteres Oligozän-Rezent)

Arca (Anadara) cf. girondica MAYER (Burdigalien)

Arca (Anadara) turoniensis DUJARDIN (Helvétien)

Auch *Arca* ist von 0 m bis in die größten Tiefen hinunter gefunden worden, doch sind die meisten Spezies ausgesprochene Seichtwasserformen (0—190 m), die bald auf Schlammgrund, bald auf Felsen vorkommen. Im Golf von Neapel beobachtete WALTHER wie *Arca* sich mit Vorliebe in Lithothamnienknollen einbohrte.

Pectunculus (Axinea) obtusatus PARTSCH (Burdigalien-Astien)

Isocardia sp.

Cardita aculeata var. *globulina* MICHELOTTI (Helvétien-Tortonien)

Cardita (Lazariella) hippopea BASTEROT (Aquitaniien-Helvétien)

Cardita ist im allgemeinen eine litorale Form.

Venericardia (Megacardita) cf. jouanetti BASTEROT (Helvétien-Plaisancien)

Tapes sp.

Chione (Ventricoloidea) multilamella LAMARCK (Aquitaniien-Pliozän)

Beide Formen scheinen Flachwasserbewohner zu sein und ziehen sandige Böden vor.

Meretrix sp.

Cardium praecellens MAYER (Helvétien-Burdigalien):

Nach BUECHI (94), der unsere Form bestimmte, ist diese Bezeichnung für eine große *Cardium*-Art nicht ganz korrekt, doch scheint die provisorische Anwendung der Bezeichnung bis zu einer weiteren Bereinigung der Spezies gerechtfertigt. Cardien sind marine Organismen, die sich aber häufig brakischen Bedingungen anpassen können. Auch sie graben sich gerne im Sand der flachen See ein.

Lucina (Loripinus) globulosa DESHAYES (Oligozän-Obermiozän)

Tellina (Moerella) donacina LINNE (Aquitaniien-Astien)

Tellina ist eine typische Flachwasserform, die selten unter 100 m Tiefe auftritt, meist sandige Böden vorzieht, oft aber auch auf Felsen zu finden ist.

Cuspidaria (Cardiomya) costellata DESHAYES (Tortonien-Rezent)

Teredo norvegica SPENGLER (Aquitaniien-Rezent)

Diese bald Felsen, bald Holz anbohrende Muschel bewohnt an der Küste Englands Tiefen zwischen 0—18 m. Die Form kann natürlich mit Holz verschwemmt werden und sich so auf sekundären Lagerstätten finden. Die Bestimmung dieser Form von DE ANGELIS (13) erscheint uns besonders fraglich.

GASTEROPODA:

Bolma (Ormastralium) speciosa MICHELOTTI (Helvétien-Tortonien)

Marine Flachwasserform.

Calyptrea chinensis LINNE (Helvétien-Rezent)

Diese pflanzenfressende marine Flachwasserform ist zwischen 0 und 236 m Tiefe festgestellt worden.

Turritella (Zaria) subangulata BROCCCHI (Helvétien-Pliozän)

Turritella (Archimediella) cf. vasoninesis COSSMANN (Helvétien)

Die fleischfressende *Turritella* ist eine typisch litorale Form, die manchmal in beträchtlich sauerstoffarmen, bodennahen Wasser fortkommt.

Cerithium sp. Diese meist litoral auftretende Form liebt schlammigen Boden und erträgt brackisches Wasser relativ gut.

Chenopus uttigerianus RISSO (Helvétien-Astien)

Die verwandte rezente Form *Chenopus pes pelicani* kommt auf schlammigen, sandigen, kiesigen Böden, nicht aber auf Felsen, in Tiefen von 9—771 m vor. Sie muß im großen Ganzen als litorale Form bewertet werden.

Cassidaria thyrrina CHEMNITZ (Plaisancien-Rezent)

Sie ist eine ausgesprochen flachmeerische Form.

Tugurium postextensum SACCO (Aquitaniien-Tortonien)

CEPHALOPODA:

Aturia aturi BASTEROT (Aquitaniien-Helvétien)

Sepia granosa (Plaisancien)

PISCES:

Odontaspis cuspidata AGASSIZ (Oberoligozän-Unterpliozän)

Odontaspis acutissima AGASSIZ (Burdigalien-Pliozän)

Oxyrhina hastalis AGASSIZ (Burdigalien-oberstes Miozän)

Carcharodon megalodon AGASSIZ (Burdigalien-oberstes Miozän)

Sphirna prisca AGASSIZ (Miozän)
Galeocercus aduncus AGASSIZ (Burdigalien-oberstes Miozän)
Hemipristis serra AGASSIZ (Burdigalien-oberstes Miozän)
Chrysophris cincta AGASSIZ (Oligozän-Pliozän)
Sargus incisivus GERVAIS (Miozän)

PLANTAE:

Lithothamnium sp. Die Bestimmung der häufig auftretenden Lithothamnen wurde nicht vorgenommen, da dies eine ausgesprochene Spezialistenarbeit ist. Ihr Auftreten ist in rezenten Meeren nicht an besondere klimatische Zonen gebunden.

Im Golf von Neapel hat WALTHER (820) die Lithothamnenvorkommen ausführlich geschildert. Diese Kalkalgen treten dort an der Küste auf, dann aber vor allem auf den Secche, submarinen Anhöhen in 10—70 m Tiefe. Die Lithothamnen bilden Knollen oder verästelte Gebilde, die neben- und aufeinander liegen, aber durchaus ihre Individualität bewahren. Sie inkrustieren und umwachsen leicht Molluskenschalen und andere Organismen. Lithothamnen sind nach WALTER (820) so lichtscheu, daß sie sich oft gerne in trübere oder tiefere, lichtgeschützte Zonen zurückziehen. Die dominierende Rolle von Lithothamnen am Aufbau von Korallenriffen ist längstens bekannt, wo diese Kalkalgen fast das Bindemittel der einzelnen Korallen bilden und wo sie auf Tiefen bis zu 7 m beschränkt sind (vergl. ausführliche Zusammenfassung in KUENEN, 413).

Dasycladaceen (*Siphoneen*): Wegen ihres Lichtbedürfnisses sind diese Pflanzen auch als Flachseebewohner zu taxieren.

Betrachtet man diese Liste zunächst in Hinblick auf die Alterszuteilung, so erkennt man, daß im Grunde genommen weder einzelne Formen noch die Kombination typischer Spezies, eindeutig, die eine oder andere Stufe des Miozäns belegen. Von den Mollusken sind:

- 1 Form auf das Burdigalien beschränkt.
 - 22 Formen mit dem Burdigalien oder tieferen Stufen einsetzend.
 - 13 Formen mit dem Helvétien einsetzend.
 - 2 Formen auf das Helvétien beschränkt.
 - 3 Formen mit dem Helvétien aussterbend.
 - 6 Formen mit dem Tortonien oder späteren Stufen einsetzend.
 - 0 Formen auf das Tortonien beschränkt.
 - 6 Formen mit dem Tortonien aussterbend.
 - 21 Formen mit jüngeren Stufen aussterbend.
- Es treten auf:
- 22 Formen im Burdigalien.
 - 33 Formen im Helvétien.
 - 30 Formen im Tortonien.
 - 28 Formen in jüngeren Stufen.

Der größte Teil der Mollusken sind also stratigraphische Durchgänger. Dennoch erscheint es uns fast sicher, daß hier Helvétien vorliegt und daß die zahlreichen mit dem Burdigalien einsetzenden Formen als Reliktformen gewertet werden müssen. Andererseits können wir dem von RUTSCH (612) angegebenen Kriterium, daß den jüngeren Arten, da sie Ausdruck einer Weiterentwicklung seien, eine entscheidende Stellung zukomme, in unserem Falle nicht folgen, da wir sonst gezwungen wären, ein pliozänes Alter für unsere Fauna anzunehmen, was durchaus widersinnig ist. Die Widersprüche bei der Anwendung des obigen Kriteriums würden sicherlich, wenn alle Speziesbestimmungen der Mollusken nach modernen Gesichtspunkten revidiert wären, kaum auftreten; bei der heterogenen Bestimmungsart und bei der künstlichen Zusammenstellung einer Fossiliste, wie dies bei uns der Fall ist, ließen sie sich aber kaum vermeiden. Zahl-

reich sind die Fehlerquellen, die sich bei der Zusammenstellung unserer Faunenlisten einschleichen konnten, (ungenügende Bestimmung, falsche Umdeutung antiquierter Namen, lückenhafte Kenntnis über die stratigraphische Verbreitung der verschiedenen Formen). Gegenüber dieser Kritik sei aber mit Nachdruck betont, daß der Vergleich mit anderen Vorkommen und die Stellung im Profil unsere Alterszuteilung eindrücklich bestätigen und daß kein Grund vorhanden ist, ein tortones Alter für die in Frage stehenden Schichten anzunehmen, wie dies BONARELLI (75) neuerdings getan hat.

c. Paläo-oekologische Bemerkungen:

Die oekologischen Anmerkungen der Fossiliste zeigen deutlich an, daß im Helvétien zum größten Teil ausgesprochen neritische Biofazies vorliegen, die zu folgenden Biofaziesgruppen zusammengefaßt werden:

(1) Biofazies der Austernkalke:

Charakteristische Austernbänke findet man allenthalben in den Profilen des Helvétien, sie finden sich vor allem in der Umgebung von Palena (Sorgenti Capo a fiume), Caramanico (Profil 20) und in der Nähe von Roccamorice, wo schon GIATTINI (319) im Gebiet der Asphaltmine San Giorgio eine Bank mit *Ostrea* (*Pycnodonta*) *cochlear* feststellte, nach GIATTINI soll diese Bank noch schlecht erhaltene Exemplare von *Nucula* sp., *Nassa* sp., und *Mytilus* sp. enthalten. Die von uns gefundenen Austern waren häufig mit Lithothamnien inkrustiert. Unsere Austernbänke wurden also in einer ruhigen, gut durchlüfteten See, in einer Tiefe von etwa 50—100 m gebildet. Die meist dickschaligen Formen weisen eher auf Küstennähe hin.

(2) Biofazies der Kalke mit *Terebratula* und Seeigeln:

Hier findet man eine fossile Biozoonose mit *Terebratula* und Seeigeln (*Brissopsis* und *Schizechinus*) als Hauptformen; sie war besonders charakteristisch am Colle Castellano bei Caramanico zu beobachten, als Nebenformen traten hier noch Pectiniden und *Cardium* auf. Die Zone ist wahrscheinlich noch küstennaher als die vorhergehende, was ja schon aus der geographischen Situation hervorgeht.

(3) Biofazies der Pecten-Kalke:

In einem gewissen Sinn ist diese Biofazies den beiden vorhergehenden übergeordnet, da sich die beiden ersten aus dem Bereich der Pecten-Kalke heraus entwickelt haben. Für die Charakteristik der Biozoonosen sind Pectiniden als Hauptformen, die anderen Mollusken nur als Nebenformen aufzufassen. Zahlreich sind auch Gastformen oder eingeschwemmte Formen wie *Aturia* oder die zahlreich auftretenden Globigerinen. Diese fossilen Biozoonosen waren in einer ruhigen, untiefen subtropischen See zu Hause, mit genügend durchlüftetem, bodennahem Wasser; die ständige Verbindung mit dem offenen Meer ist durch die Anwesenheit zahlreicher planktonischer Foraminiferen erwiesen.

(4) Biofazies der *Heterostegina*-Kalke:

Sie ist auf das Gebiet des nördlichen Morrone beschränkt. Die Hauptform der vorliegende fossilen Biozoonose ist sicherlich *Heterostegina papyracea*, während die zahlreichen *Elphidium*- und *Amphistegina*-Individuen Nebenformen darstellen. Die Assoziation lebte wahrscheinlich in Tiefen zwischen 10 und 30 m. *Heterostegina*-Kalke stellen entschieden die untiefste Ablagerung des Helvétien unseres Untersuchungsgebietes dar. Die Temperatur der subtropischen See lag während der Ausbildung dieser Biofazies wahrscheinlich zwischen 20 und 25°.

(5) Biofazies der feinkörnigen Kalke mit *Elphidium* und *Amphistegina*:

Diese Biofazies stellt jedenfalls den Uebergang zwischen der Heterostegina-Zone und derjenigen der Pecten-Kalke dar. Die fossilen Biozooenosen hatten *Elphidium* sp. und *Amphistegina* sp. als Hauptformen, Mollusken als Nebenformen. Die Wassertiefe war im Bereich dieser Biozooenose wohl eher etwas tiefer, als bei der vorhergehend erwähnten Biofazies.

(6) Biofazies der Lithothamnienkalke:

Sie bildet die mannigfaltigsten Uebergänge zu den vorhergehend aufgezählten Biofazies. Im ganzen Gebiet der nördlichen Maiella sind ihre Ablagerungen anzutreffen. Wiederum handelt es sich um eine küstennahe, litorale Zone, die im Charakter mit der Heterosteginazone viele gemeinsame Züge aufweist; sie scheint sich namentlich am Anfang des Helvétien über weite Areale erstreckt zu haben, offenbar stellt sie eine etwas untiefere Ablagerung dar als die der Pectenkalke. Die Hauptformen dieser Biofazies sind Lithothamnien, dann vor allem Textularien und *Discorbis*, während *Elphidium* und *Amphistegina* Nebenformen sind, untergeordnet treten Globigerinen auf.

(7) Biofazies der Globigerinenkalke:

Aus dem Profil von Caramanico ist ersichtlich, daß während des Helvétien auch eigentliche Globigerinenkalke zur Ablagerung kamen, die natürlich dieselben Biozooenosen, wie die der analogen Fazieszonen des Burdigalien aufweisen.

Cancellophycos wurde hier nicht mehr nachgewiesen.

Die Ursachen, die zur Differenzierung so verschieden gearteter Biozooenosen in annähernd demselben Bereich führten, können heute nur unvollkommen erschlossen werden, es scheint fast, als ob es sich um geologisch sonst kaum mehr verfolgbare Differenzen in der primären Ablagerungstiefe handle.

d. Paläogeographie des Helvétien

Die Paläogeographie des Helvétien verrät eine höchst eigenartige Entwicklung. Im Gebiet des Morrone gewinnt man die Ueberzeugung, vor einer eigentlichen Transgression des Helvétien über die Sedimente der Kreide zu stehen, in der Gegend des Guado San Leonardo weisen zahlreiche Blöcke von Helvétiengesteinen darauf hin, daß diese Formation dort auch über den Südostrand einer langgestreckten Morroneinsel hin transgredierte. Ähnliche Transgressionserscheinungen findet man an der südlichen Maiella und vor allem am Monte Porrara. Im Norden der Maiella weist die konkordante Lagerung über dem Burdigalien auf eine kontinuierliche Sedimentation hin, während die Natur der Sedimente eine höhere Lage des Meeresbodens andeutet, also auf eine entschieden regressive Tendenz. Bathymetrisch sind die Ablagerungen im ganzen Gebiet kaum stark voneinander verschieden, die Heterosteginenkalke weisen auf küstennahe Bildungen, die Lithothamnienkalke auf einen hochgelegenen Sporn mit Lithothamnienvegetation im Norden der Maiella hin. Alle anderen Sedimente sind offenbar sichtlich im Schutze dieser hochgelegenen Zonen abgelagert worden, analog den von SCHMIDT (660) und VATOVA (799, 800) beschriebenen fondi fangosi (Schlammböden) der adriatischen Küste von Rovigno, die zeigen, daß der Schlamm viel weniger an den tiefsten, als an den von Küstenvorsprüngen geschützten Stellen zur Ablagerung kommt, während die Schuttböden dieser flachneritischen Region meerauswärts lagen.

Neu in der Sedimentationsgeschichte des Untersuchungsgebietes ist im Helvétien das Erscheinen toniger Sedimente. Wie früher erwähnt, erklären wir die Tonzufuhr

durch den Einbezug kristalliner, wahrscheinlich entfernter gelegener Gebiete in den Einzugsbereich der südöstlichen Abruzzan (Vergl. S. 123).

Interessant ist weiterhin die Tatsache, daß in der nördlichen Montagna del Morrone und auf der nördlichen Maiella das Helvétien in Horste und Graben zerschnitten ist, während in der südlichen Maiella und am Monte Porrara eine post-helvete tektonische Beanspruchung sich nur mehr in einer Schleppung zeigt. Dies läßt die Vermutung aufkommen, das Helvétien habe im südlichen Teil unseres Gebietes bereits über ein tektonisch schon sehr fortgeschrittenes Gebilde horstartiger Natur transgrediert, während im Norden die Tektogenese lange nicht so fortgeschritten war und noch während und nach dem Helvétien sich weiter entwickelte. So wird die Auffassung bestätigt, daß die Hebung im Südteil des Untersuchungsgebietes begann und in der Folge stets kräftiger und bedeutender war als im Norden.

Was zur Zeit des Helvétien im Gebiet der argille scagliose geschehen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben. Wir haben keinerlei Anhaltspunkte für eine Fortsetzung der Sedimentation der Torrettaserie. Vielleicht entsprechen die Roccasandsteine unserem Helvétien. So hätte in diesem Bereich als Vorläufer der mio-pliozänen Entwicklung eine erste Schüttungsphase sandiger Sedimente stattgefunden. Vielleicht aber wurde das ganze Gebiet der argille scagliose aus dem Meer hochgehoben, so daß wir einer kontinentalen Phase gegenüber stehen. Am ehesten ist wohl zu vermuten, daß die maximale Phase der tektonischen Anschiebung der argille scagliose-Zone gegen die Maiella gerade in diese Zeit zu legen ist. Diese Phase brachte an sich schon benachbarte Ablagerungsstreifen noch näher zusammen.

Die zahlreichen, sich oft scheinbar widersprechenden paläogeographischen Daten lassen sich zu folgendem Gesamtbild zusammenfassen:

Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde während der Helvétienzeit in der Weise gekippt, daß einzelne Zonen des nördlichen Morrone und der Morroneostrand neuerdings überflutet wurden, während das ganze übrige Gebiet etwas höher emporstieg, so daß die Sedimentation dort allgemein eine regressive Tendenz aufwies. Dies ist wohl im Gebiet des Aventinotales am ausgeprägtesten, da hier entweder direkt eine kontinentale Periode herrschte oder nur die schalmächtigen kontinentnahen Roccasandsteine abgelagert wurden. Durch differentielle Bewegungen einzelner Blöcke wurden die südliche Maiella und der Monte Porrara bedeutend stärker gehoben als die nördliche Maiella.

Diese Verhältnisse gehen ebenfalls aus der beiliegenden paläogeographischen Skizze (Tafel VI) hervor.

13. Das Tortonien

(Uebergangsschichten zum Mio-Plioän)

An einigen wenigen Stellen ist der Uebergang der eigentlichen Helvetablagerungen in die darüberliegende Formation des Mio-Plioän direkt zu beobachten: Am SE-Ende der Straße, die zu dem kleinen Erdölfeld von Tocco da Casauria führt, erkennt man, diskordant über die Lithothamnien-Mergelkalke des Colle d'Oro gelagert, eine ca. 20 m mächtige Serie brauner bituminöser Tone, in die sich ungefähr ein Dutzend schalmächtiger Lagen eines bituminösen Mergelkalkes einschalten, welche maßenhaft *Orbulina cf. universa* d'ORBIGNY, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. und zahllose Kleinforaminiferen enthalten. Eine analoge Uebergangszone, mit reichlich eingelager-tem Pflanzenhäcksel, beobachtet man im Ortetal bei Musellaro.

Schließlich treten solche Uebergangsschichten ein drittes Mal im obersten Teil des Profils von Taranta zu Tage, wo man an der Straße von Fara San Martino nach Palena eine etwa 10 m mächtige Wechsellagerung von grauen Schiefermergeln mit zahlreichen Pflanzenresten (*Pinus*-Nadeln und *Dicotyledonen*blättern) und feinkörnigen, etwas sandigen, bituminösen Kalken mit *Orbulina cf. universa* d'ORBIGNY, *Globigerina* sp. und *Ditrupa* sp. findet.

Diesen spärlichen Aufschlüssen kommt somit eine Zwischenstellung zwischen Helvétien und eigentlichem Mio-Pliozän zu, weshalb wir die entsprechenden Horizonte unter Vorbehalt zum Tortonien rechnen. BENEÓ (39—43, 49) hat eine analoge stratigraphische Zone auf dem Blatt Sulmona und dem Blatt Alatri der Carta Geologica d'Italia ebenfalls als Tortonien ausgeschieden. ALBERTI (8) hat in einer ausführlichen Studie dieses tortone Alter bestätigt.

Wir zitieren hier die von ALBERTI (8) erwähnten Mikrofaunen in extenso, weil wir der Ueberzeugung sind, daß es sich um dieselben, auch von uns festgestellten, Faunen handelt, die von ALBERTI aber bedeutend gründlicher untersucht worden sind, und hoffen damit, das stratigraphische Bild unseres Gebietes zu vervollständigen.

1. Mikrofauna aus Mergeln und Tonen 200 m NW-Ferentino (SE von Rom):
Amphistegina (dff *floridana* CUSHMAN & PONTON) var. *brutia* LIPPARINI
Bolivina arcta MACFAYDEN
Cibicides ungerianus d'ORBIGNY var. «alta»
Clavulina communis d'ORBIGNY
Dentalina cf. inflexa REUSS
Dentalina cf. emaciata REUSS
Dentalina cf. consobrina REUSS
Eponides aff. vortex GALLOWAY & HEMINGWAY
Globorotalia menardii d'ORBIGNY
Marginulina aff. costata BATSCH
Pleurostomella alternans SCHWAGER
Siphonina plano-convexa SILVESTRI
Uvigerina bonomiensis FORNASINI
Uvigerina pygmaea d'ORBIGNY var. *paucicostata*
 Sehr zahlreiche *Globigerina* sp., und *Orbulina* sp., (mindestens 80 % der Mikrofauna)

2. Mikrofauna aus Tonen der Umgebung von Anagni (SE vo Rom):
Cibicides ungerianus d'ORBIGNY var. «media»
Cibicides ungerianus d'ORBIGNY var. «alta»
Globorotalia menardii d'ORBIGNY (15—20 % der Mikrofauna)
Lagena crenata PARKER & JONES (selten)
Globigerina sp., und *Orbulina* sp. bilden wieder etwa 70—80 % der Mikrofauna.

An und für sich ist durch diese Mikrofauna tortones Alter wohl kaum mit Bestimmtheit nachgewiesen, wohl aber durch ihre eindeutige Lage zwischen den Lithothamnien-Pectenalkalen des Helvétien, die in ganz Zentralitalien weit verbreitet sind und den Tonen und Sandsteinen, mit der im folgenden Kapitel erwähnten Congerienfauna des Sarmatien-Pontien.

Außerdem gibt die Mikrofauna auch noch in paläo-oekologischer Hinsicht Auskunft, und wir glauben, die daraus zu ziehenden Folgerungen auch auf die Uebergangsschichten unseres Gebietes ausdehnen zu können. Das Vorherrschen planktonischer über wenige benthontische Formen führt für die an sich sicherlich küstennahen Ablagerungen des Tortonien in Analogie mit ähnlichen Fällen zur Vermutung, eine auffallende Hypertrophie im Planktonbereiche habe durch Sauerstoffzehrung das Aufkommen einer reicheren benthontischen Fauna in dem ungenügend durchlüfteten bodennahen Wasser verhindert.

Der starke Bitumengehalt der Tortonienablagerungen und der innige Zusammenhang des Erdölfeldes von Tocco da Casauria mit solchen Ablagerungen, lassen den Gedanken aufkommen, daß es sich hier um das eigentliche Oelmuttergestein der Region handelt (vergl S. 255). Die spärlichen Aufschlüsse und die ungenügende Kenntnis dieser Zwischenschichten lassen aber vorläufig leider keine weitergehende paläo-geo-

graphischen Schlußfolgerungen zu. Die plötzliche Reduktion benthontischer Mikrofaunen, die damit Hand in Hand gehende auffallende Armut an Makrofossilien und der durchgängige Bitumenreichtum lassen hier ein anaerobes Milieu zur Zeit der Ablagerungen vermuten, wobei in diesem Fall vielleicht auch die Isolierung der tieferen Zonen des Meeresbeckens zu einer schlechten Durchlüftung geführt hat, in deren Folge es zur Ausbildung einer H_2S -reichen Bodenzone und in dieser zu einer Ansammlung unzersetzter organischer Substanz kam. Daß zahlreiche Schiefermergel unter ähnlichen Bedingungen gebildet wurden, zeigen die Arbeiten von TWENHOFEL (788), SCHMIDT (660), HATCH, RASTALL & BLACK (361) und vor allem diejenigen von TRASK (784, 786).

Abschließend sei eine Beobachtung BONARELLI's (75) erwähnt, aus der hervorgeht, daß in unserem Gebiet offenbar ein Analogon zu den sizilianischen «tripoli» existiert. Dieser Autor stellte auf der Ostseite der Collina della Madonna del Monte (linke Talseite des Ortetales), bei der R. Oro, westlich San Valentino (rechte Talseite des Ortetales), auf dem Colle Fonte Roberto (Ostabhäng, bei den Case di Contra) weißliche Schichten fest, die zwischen den Lithothamnienkalken und darüberliegenden grauen Tonschiefern (offenbar unser Tortonien) eingeschaltet waren. BONARELLI betont die lithologische Ähnlichkeit dieses Gesteins mit den sizilianischen Tripoli (Radiolarien-Diatomeenerde). Es war uns leider nicht möglich, diese interessante Beobachtung zu bestätigen, doch paßt sie durchaus in den Rahmen unserer stratigraphischen Feststellungen.

V. Stratigraphie der obermiozänen, pliozänen, quartären und rezenten Ablagerungen

A. Einleitung und Übersicht

Die jungtertiären Ablagerungen des Gebietes konnten nicht eingehend untersucht werden. Die Beschreibung der jüngsten Sedimente beruht daher zum Teil auf einem kritischen Studium der Literatur. Als Ergänzung unserer Untersuchungen scheint eine moderne Bearbeitung des Jungtertiärs wünschenswert.

Von oben nach unten unterscheiden wir folgende lithologisch-stratigraphische Elemente:

Rezente Bildungen und Ablagerungen des Pleistozäns. (Abschn. D)

Bergstürze und Rutschungen.

Alte Schuttkegel.

Moränen.

Schotter.

Travertine.

Süßwasserablagerungen im Allgemeinen.

Das Pliozän-Unterquartär (Abschn. C)

Die Ton-Sandsteinformation des Mio-Pliozäns (Abschn. B)

Tone und Mergel.

Sandsteine.

Mittel-grobkörnige Quarzsandsteine (Roccasandsteine)

Konglomerate mit kristallinen Komponenten

Dichte Kalkbrekzien

Gypslinsen

B. Die Ton- und Sandsteinformation des Mio-Pliozän

1. Definition

Der Begriff «miopliocene» wird namentlich von SACCO (623—627) verwendet. Er umfaßt die verschiedenen Stufen wie Sarmatien, Pontien, Sahelien und das italienische Messiniano, umgeht die unsichere stratigraphische und fazielle Bedeutung dieser Benennungen und ist ein für die Untersuchungsregion recht nützlicher feldgeologischer Begriff. Er bringt die Uebergangsnatur der Formation deutlich zum Ausdruck.

Eine einigermaßen annehmbare Gliederung des europäischen Obermiozäns ist bis jetzt nur für Osteuropa durchgeführt worden. Dort erkennen wir von oben nach unten folgende Stufen: Pontien, Mäotien, Sarmatien, Buglowien (entsprechend den Uebergangsschichten zum Tortonien). Nach KREJCI (404) und JEKELIUS (388) handelt es sich dabei um eine von fazieller Interpretation prinzipiell unabhängige, zeitlich-stratigraphische Einteilung. Die Stufen des Sahelien und des Messiniano sollten irgendwie in diese Einteilung eingefügt werden, sie sind jedoch lokale Stufenbezeichnungen. Für unsere Zwecke müssen wir aus dieser Sachlage den Schluß ziehen, daß die seltenen, noch nicht revidierten Fossilvorkommen unseres Mio-Pliozäns bis heute keinen Anschluß an einen bestimmten stratigraphischen Horizont erlauben. Deshalb erscheint uns die Interpretation BEHRMANN's (34) zu weitgehend. Bezeichnungen wie «Saumtiefe des Sarmatien» und «Vortiefe des Pontien» sollten vermieden werden, da die Stufen in

Italien noch ungenügend belegt sind und weil sie die paläographische Stellung der in Frage stehenden Sedimente präjudizieren.

Die Messiniano-Formation der Poebene, die «formazione gessoso-solfifera» Siziliens mit ihren Diatomeen und Radiolarien führenden Tripoli, den Gyps- und Schwefelvorkommen und den Trubi und zuletzt noch die gleichnamige Formation der Romagna und Süditaliens müssen alle ungefähr dem Mio-Pliozän gleichgestellt werden. Wir schließen uns hier dem Urteil WIEDENMAYER's (834) an, der für die bessere Definierung dieser Stufen eine genauere Basis fordert, was auch für die erdölogische Praxis wichtig ist.

2. Verbreitung

Die Sedimente des Mio-Pliozäns nehmen den größten Teil der Depression von Caramanico und deren nördliche Fortsetzung am Nordabfall des Maiellamassives, die Depression von Popoli-Roccatagliata und einen wenige Kilometer breiten Saum an der E-Flanke der Maiella ein. Dazu kommen noch ausgedehnte, undefinierte und schwer abgrenzbare Aufschlüsse im Gebiet zwischen F. Aventino und F. Sangro.

3. Abgrenzung und Mächtigkeit

Die Untergrenze des Mio-Pliozän ist weitgehend durch die Uebergangsgruppe des Tortonien bestimmt; einen klaren Aufschluß über die Grenzverhältnisse konnten wir aber nicht finden. Regional betrachtet, erscheint es offensichtlich, daß eine Diskordanz zwischen der Helvétien-Tortoniengruppe und dem Mio-Pliozän vorhanden ist. Auf unseren Profilen konnte diese Diskordanz nur angedeutet werden, da sie selbst durch Messungen nicht deutlich nachgewiesen werden konnte.

Die obere Grenze der Formation scheint durch eine ebenfalls verdeckte Diskordanz gegeben zu sein, über die offensichtlich die Sedimente des eigentlichen Pliozäns transgredieren. In der Emilia und den Marche ist diese Transgression von verschiedenen Autoren beschrieben worden (SIGNORINI, 698; BONARELLI, 71). In unserem Gebiet ist der Uebergang nur durch das plötzliche Auftreten von foraminiferenreichen Tönen des Piacentin gekennzeichnet.

Die Mächtigkeit der Formation ergibt sich nur aus der Konstruktion der Profile, Schätzungen müssen deshalb als weitgehend hypothetisch betrachtet werden. Sie schwanken zwischen 600 und 1500 m. LOTTI (452—454) schätzt sie auf ca. 120 Meter (aus seinen Profilen geht eine solche von 300—500 m hervor), SACCO (625) gibt 300—400 m an. Der Verfasser würde gefühlsmäßig die Mächtigkeit der Formation auf ca. 700—800 m schätzen und die sich aus den Profilen ergebenden größeren Mächtigkeiten durch mangelnde Berücksichtigung nicht erkennbarer tektonischer Verschuppung zu erklären versuchen.

4. Lithologie und Lithogenese

a. Die Tone und Mergel:

Verschiedene Gesteinsproben folgender Lokalitäten wurden untersucht: Umgebung von St. Eufemia, Tongrube 1 km NW-Popoli, Guado San Leonardo 3 km SE-Roccamanico, Tongrube an der Straße 2 km S-Torricella, Mittellauf des Fosso Lajo, Fosso Cupo SW-Eufemia.

Es handelt sich durchwegs um mergelige Tone, die mehr oder weniger zahlreiche Quarz- und Muskovitkörner enthalten und untergeordnet Biotit und Kalzitfragmente.

Die Quarzkörner sammeln sich zu kleinen, bald millimetergroß werdenden Knöllchen an, die stark an arenazische Foraminiferen erinnern. Stellenweise (St. Eufemia) enthalten die Tone sehr fein verteilten Pflanzenhäcksel. Die meisten Schlemmproben lieferten uns keine Foraminiferenfaunen. In wenigen Fällen konnten wir spärliche Globigerinen, Orbulinen, Globorotalien, Nodosarien und Buliminiden erkennen. Die Schalen der Foraminiferen sind meist stark rekristallisiert und oft erkennt man noch anhaftende Kalkfragmente. Die Annahme, daß es sich hier um einzelne, aufgearbeitete Individuen handelt, liegt daher auf der Hand.

b. Die Sandsteine:

Allmähliche Zunahme der Korngröße führt hinüber zu dieser lithologischen Ausbildung, wobei alle Uebergänge von sandigen Mergeltonen zu mergelig-tonigen Sanden vorhanden sind. Die Sandsteine bilden mehr oder weniger mächtige Lagen (0,20—1 m). Oft ist eine Deltaschichtung deutlich erkennbar, an einigen Orten treten kugelige und knollige härtere Lagen auf, so eine Art Knollensandstein bildend (Oberlauf des Vellatales und auf dem Weg von Castiglione da Casauria zum Mte. Roccatagliata). Die typischen Proben stammen von folgenden Lokalitäten: P. 748 vor St. Eufemia, R. Quarniccio bei Campo di Giove, F. Vella bei Ripe della Rocca, Castell'Arso, Palombaro, kleiner Aufschluß bei Altino (auf der Kartenskizze nicht angegeben), il Piano 2 km SE-Gessopalena, Depression von Palombaio-Bussi.

Es lassen sich ein brauner, oft zerdrückbarer und ein grauer, harter Sandstein unterscheiden. Der erste Typus ist allgemein, der zweite nur beschränkt verbreitet. Alle Varianten von sehr feinkörnigen zu klein- und mittelkörnigen Sorten sind vorhanden. Im Handstück erkennt man oft Kreuzschichtung. Weit verbreitet sind wulstige Bildungen auf den Schichtflächen, die offensichtlich als Kriech- oder Fraßspuren zu deuten sind.

Unter dem Mikroskop sieht man einen porösen fein- bis mittelkörnigen Sandstein mit kalzitischem Bindemittel (Kalksandstein) und folgendem Mineralbestand:*

HG.: Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin), meist ziemlich stark zersetzt, Mikroklin, Biotit oft weitgehend in Chlorit umgewandelt, Muskovit.

NG.: Epidot, Erz.

Die Körner sind meist schwach gerundet, vor allem erscheinen Quarz und Feldspat nur leicht kantengerundet. Die oft beachtliche Menge von Biotit läßt die Anwesenheit tuffogener Komponenten vermuten.

Fossilien: Keine, mit Ausnahme von spärlichem Pflanzenhäcksel.

Dieser Sandstein unterscheidet sich makroskopisch durch nichts von irgendwelchen Molassesandsteinen der Schweiz, die Anwendung des Begriffes Molasse für diese Fazies des Mio-Pliozän ist also gerechtfertigt. Obwohl die Serie noch systematisch sedimentpetrographisch untersucht werden sollte, können wir schon jetzt zahlreiche verschiedene lithologische Untertypen unterscheiden, die wohl eher faziellen als stratigraphischen Einheiten entsprechen. Es muß an dieser Stelle auf die Arbeiten von CHELUSSI (161, 165, 166) hingewiesen werden, der zahlreiche Untersuchungen an Handstücken dieser Formation und von verschiedenen Vorkommen Zentralitaliens gemacht hat. Dieser Autor bestimmt Quarz, Feldspat (Orthoklas und Plagioklas), Biotit

* Bei der Beschreibung werden folgende Abkürzungen verwendet:

HG: Hauptgemengteile

NG: Nebengemengteile

BM: Bindemittel.

und Muskovit als Hauptgemengteile der Sandsteine und beobachtet untergeordnet Calcit, Granat, Epidot und Turmalin, außerdem noch Fragmente von Quarziten und «Phaniten».

c. Mittel-grobkörnige Quarzsandsteine

(Roccasandsteine)

Wegen ihrem besonderen morphologischen Auftreten sollen die mittel-grobkörnigen Typen der Sandsteine besonders behandelt werden. Bei La Rocca unterhalb des Dorfes Roccascogna erkennt man mächtige, mehr oder weniger vertikal stehende Rippen dieses meist intensiv rot-rotbraun anwitternden Sandsteines. Dieses Verhalten ist vor allem für das Mio-Pliozän im Gebiet der «argille scagliose» typisch; ähnliche lithologische Typen erkennt man aber auch z. B. in der Depression von Roccatagliata-Palombaio und am Fuß des Morrone. Die Mächtigkeit dieser Gruppe überschreitet kaum 50 m.

Lithologie: Makroskopisch handelt es sich um einen mittel-grobkörnigen, rot-rotbräunlich anwitternden Sandstein mit zahlreichen Seeigelstacheln, Bryozoen und Molluskenrümern und Mangandendriten.

Unter dem Mikroskop sieht man ein kalzitisches Bindemittel, welches die zwischen den Körnern verbleibenden Zwickel ausfüllt, und folgende Komponenten: Tone der argille scagliose, Mergelkalke und Brekzien der Torrettaserie, dichte Kalke, Fragmente von Kieselknollen (sehr feinkörniger Quarz), eckige karaklastische Quarzkörner mit Gaseinschlüssen, stark zersetzter Plagioklas, Biotit in Chlorit umgewandelt, Augit, Limonit, Bryozoen und Foraminiferen (Amphistegina, Globigerina, Operculina und Nummuliten).

Die eckigen Quarzkörner und der hohe Biotitgehalt deuten auch hier vielleicht auf kurzen Wassertransport und vulkanische Tätigkeit zur Zeit der Ablagerung.

d. Konglomerate mit kristallinen Komponenten:

Einleitung: An zwei Orten des Untersuchungsgebietes konnten eigenartige Konglomerate mit kristallinen Komponenten festgestellt werden: Am Colle Lungo, 3 km SE-Palena und am Oberlauf des F. Vella. Am Colle Lungo bilden sie eine ausgesprochen auffallende Rippe. Es handelt sich um linsenartige Vorkommnisse; wir gehen kaum fehl, wenn wir die Konglomerate als Füllungen alter Strömungsrinnen betrachten. Am Oberlauf des F. Vella erhalten wir folgendes Lokalprofil:

Von unten nach oben:

2—3 m Konglomerate mit kristallinen Komponenten.

2—3 m Quarzreiche Sandsteine.

darüber: Sehr grobkörniger Sandstein mit kristallinen Komponenten.

Die Schichten streichen ungefähr WE und fallen mit 35° nordwärts. Am Colle Lungo beträgt die Mächtigkeit der Konglomerate ca. 20 m. Größere Mächtigkeiten auf dem Profil können vielleicht durch Schuppenbildungen erklärt werden.

Die oft nur kantengerundeten Komponenten sind in einem fein-mittelkörnigen, quarzreichen Sandstein eingelagert. Im regionalen Zusammenhang erscheint es wichtig, auf ihre petrographische Beschaffenheit näher einzugehen. Ich möchte hier meinem Studienkameraden Dr. R. ZAWADINSKY für seine wertvolle Mithilfe, bei der Bearbeitung der Dünnschliffe dieser Gruppe meinen besten Dank aussprechen

(1) Komponenten des Vorkommens von F. Vella:

aa. Feinkörniger Trümmerkalk: BM: Kalzit, oft etwas glaukonitisch.

HG.: Kalzit, Quarz, Plagioklas, Chaledon.

NG: Glaukonit, Epidot, Erz.

Fossilien: Globigerinen, Orbulinen, Globotruncanen.

Quarz und Feldspat sind stark zersplittert, was auf intensive tektonische Beanspruchung vor der Ablagerung spricht.

- bb. Grauer-brauner, mergeliger Bryozoenkalk mit Amphisteginen, Globigerinen, Globorotalien, Rotalien, Textularien, inkrustierenden Foraminiferen, Bryozoen, Mollusken-trümmer und Dasycladaceen.
- cc. Brauner, etwas mergeliger, glaukonitischer Bryozoenkalk. In einer kalzitischen, schwach mergeligen Grundmasse erkennt man Globigerinen, Globorotalien und große Bryozoen.
- dd. Klastischer Kalk.
Grundmasse: Feinkörniger Kalzit.
Komponenten: (eckig), Oolithischer Kalk mit Milioliden, inkrustierenden Foraminiferen, *Amphistegina* sp., *Miogyopsina* cf. *irregularis*, *Miogyopsinoides* sp., Bryozoen, Mollusken- und Echinodermentrümmern.
- ee. Klein-mittelkörnige Kalkbrekzie, mit zum Teil sehr stark rekristallisiertem Binde-material und mit Alveolinen, Flosculinen, *Orbitoides* sp., *Miscellanea* sp., *Discocy-clinen*, *Gypsina globulus* REUSS, Mollusken- und Echinodermentrümmern.
- ff. Gelblich-weiße Rudistenkalke.
- gg. Brauner, sehr dichter Kalk
- hh. Graubrauner, dolomitischer Kalk.
- ii. Brauner, sehr feinkörniger Sandstein.
- kk. Feinkörniger Granit-Granodiorit: Holokristallin, gleichkörnig.
HG.: Quarz (xenomorph), Mikroklin (perthitisch entmischt), Plagioklas (Albit-Oligo-klas), oft idiomorph mit Zonarstruktur (Rand albitisch, Kern basischer), randlich zersetzt, Biotit (meist in Chlorit umgewandelt), Muskowit stark zersetzt).
NG: Magnetit.
- ll. Granitaplit: Hemikristallin, gleichkörnig, stark vergrust.
HG. (meist panxenomorph): Quarz (ondulös, lappig mit Feldspäten verwachsen), Mikroklin (perthitisch entmischt, schriftgranitische Struktur), Plagioklas (Kern zer-setzt, am Rand eher frisch), Biotit.
NG.: Erz, etwas Epidot.
Das Gestein ist von zahlreichen Spalten und Rissen durchsetzt, die mit feinkörnigem Kalzit ausgefüllt wurden.
- mm. Quarzdiorit: Holokristallin, grobkörnig.
HG.: Quarz, Orthoklas, wenig Mikroklin, Plagioklas (Zonar: am Rand frischer Oli-goklas, im Kern zersetzter Andesin), Myrmekitbildung zwischen Kalifeldspat- und Plagioklasindividuen.
NG.: Erz.

(2) Komponenten des Vorkommens vom Colle Lungo:

- aa. Feinkörniger, limonitischer, glaukonitischer Trümmerkalk mit sehr feinkörnigem, kalzitischem Bindemittel, gut gerundeten Kalktrümmern und *Gypsina globulus*, Spongiennadeln, Echinodermentrümmern, Bryozoen, Mollusken-trümmern, Erz.
- bb. Brekzien der Torrettaserie.
- cc. Grauer, sehr dichter, muscheliger brechender Kalk mit zahlreichen Kalzit-gefüllten Spalttrissen.
- dd. Mittelkörnige, dunkelbraune, verkieselte Brekzie aus der Torrettaserie:
Bindemittel: Kalzitisch, die Lücken zwischen den einzelnen Körnern ausfüllend.
Komponenten: Eckige, runde und pseudo-oolithische Kalkkörner, eckige Trümmer eines Serizitquarzites, frischer, idiomorpher Plagioklas, vollkommen idiomorphe, sechseckige Quarzkristalle, gerundete, stark kataklastische Quarzkörner, (oft scheint der Quarz vom Kalzit verdrängt zu sein), Glas (stellenweise weitgehend umgewan-delt), chloritisierter Biotit. Zahlreiche Kalkkomponenten erscheinen weitgehend ver-kieselt, so auch viele Fossilien wie *Orbitoides media*, *Siderolites* sp., *Gypsina globu-lus*, Echinodermentrümmer (obwohl vollkommen vom Quarz verdrängt, zeigen sie dennoch die Feinheiten der ursprünglichen Strukturen; der Quarz hat eine ausge-zeichnete Mosaikstruktur), Dasycladaceen, Lithothamnien, deren Sporangien mit klei-nen Quarzindividuen erfüllt sind.
Alter: Die Foraminiferen sind, abgesehen von *Gypsina globulus*, für Maestrictien typisch, während, abgesehen von der Silifizierung, das Gestein an eine Brekzie der aquitan-burdigalen Torrettaserie erinnert.
Lithogenese: Das Gestein besteht somit aus entschieden tuffogenen (Glas, Biotit, idio-morpher Quarz) und sedimentären Komponenten. Da sowohl zur Kreidezeit, als auch

im Aquitanien im Bereich unseres Untersuchungsgebietes vulkanische Tätigkeit nachweisbar ist, scheint dies kein deutliches Kriterium zur Altersbestimmung zu sein. Die Verrieselung begann erst nach Ablagerung des Gesteines. Wahrscheinlich wurde Kieselsäure aus den Produkten der vulkanischen Prozesse und in der frühesten Diagenese frei, die den Kalzit verdrängte, der, seinerseits gelöst, Quarz verdrängen konnte. Das Gestein wurde im Zusammenhang mit der Frage der Verrieselungserscheinungen näher untersucht.

- ee. Porphyrischer Granit: Holokristallin, porphyrisch, mittelkörnig.
HG.: Quarz, große Orthoklasindividuen (perthitisch entmischt), Mikroklin, Biotit (chloritisiert), Plagioklas (Albit, gut idiomorph).
NG.: Epidot und Erz.
- ff. Quarzporphyr bis Quarzdioritporphyr: Holokristallin-porphyrisch; granophyrische Struktur.
HG.: Quarz (teilweise resorbiert), Plagioklas (Albit) stark saussuritisiert (mit Epidot und Zoisit), chloritisierter Biotit.
NG.: Erz.

Wir können hier besonders schöne schriftgranitische Entmischungsstrukturen (Albit in Quarz) beobachten.

(3) Herkunft der Komponenten:

Die Komponenten (1) aa., bb., cc., dd., ee.; (2) aa., bb., cc. und wahrscheinlich dd. stammen aus der aquitanen Torrettaserie der südlich gelegenen Molisezone, sie zeigen also am ehesten eine südliche Herkunftsrichtung an. Die Komponenten (1) ff., gg., hh. sind atypisch und entstammen wohl der mesozoischen Schichtserie der Abruzzen und Süditaliens. Die Komponente (1) ii. scheint aus dem eigentlichen Mio-Pliozän aufgearbeitet zu sein. Das größte Rätsel geben die kristallinen Komponenten (1) kk., ff., mm.; (2) ee. ff. auf.

Aehnliche Bildungen werden von verschiedenen Orten der Apenninenhalbinsel gemeldet. Meistens erscheint die stratigraphische Stellung dieser Vorkommen recht unklar, sie erschwert daher jeden Vergleich. Aus Umbrien kennt man vom Monte Deruta nördlich Spoleto analoge Konglomerate mit oft riesigen kristallinen Komponenten (Biotitgranit, Pegmatit, Syenit, Diorit, Quarzuralitporphyr und Glimmerschiefer); weiterhin seien die Konglomerate von Schifanoia erwähnt. Diese und andere nördlich des Untersuchungsgebietes gelegene Vorkommen werden von DE ANGELIS d'OSSAT & VERRI (15) und CHELUSSI (167) beschrieben. Aus dem Gebiet zwischen Rom und Neapel (Tal des Sacco und des Liriflusses) erwähnen verschiedene Autoren (BENEO, 39, 42; GROSSI, 337; GRZYBOWSKI, 340; VIOLA, 815) ähnliche Vorkommen. Als kristalline Gerölle erscheinen hier Granite, Porphyre und Serpentine. Aus den Abruzzen sind offenbar keine ähnlichen Vorkommen beschrieben worden, aber vielleicht sind kristalline Gerölle in ähnlichen Bildungen an der Ostseite des Gran'Sasso-Massives anwesend, worauf eine alte Angabe von CAPPELLO (103), über ein Granitvorkommen am Fuße des Gran'Sasso hindeutet. Weiter südlich im Gebiet der Molise sind die Konglomerate von Campobasso mit den unseren gleich zu stellen. CHELUSSI (167) erwähnt hier Zweiglimmergranit, Biotitgranit, porphyrischen Granit und Quarzporphyr. Die gleichen Konglomerate kann man bis in die Basilicata hinunter verfolgen (DEECKE, 224; BALDACCI und VIOLA, 24; SACCO 627). Schließlich bleibt es noch fraglich, ob die kristallinen Konglomerate des Seletales wirklich oligozänes Alter haben (BEHRMANN, 34 und andere), oder ob sie nicht auch ins Mio-Pliozän zu stellen sind. Wir konnten analoge kristalline Konglomerate in der Umgebung von Campobasso, nördlich von Potenza, bei Muro Lucano und an zahlreichen anderen Orten feststellen. CHELUSSI (167) betont die Ähnlichkeit der Komponenten mit dem Kristallin Kalabriens und der Peloritanerberge Siziliens.

Es stand uns in dieser Gegend kein Vergleichsmaterial zur Verfügung und es ist daher vorläufig unmöglich, diese Annahme auch für unsere Konglomerate gelten zu lassen. Dagegen scheint es uns für unser Gebiet sehr gewagt, eine Herkunft von einer offenbar hypothetischen, thyrrischen Schwelle anzunehmen. Diese von zahlreichen Geologen (CHELUSSI, 167; VIOLA, 815; BELLINI, 37; BEHRMANN, 34) postu-

lierte Schwelle ist leider nie näher definiert worden, es wäre wünschenswert, die zahlreichen hierauf deutenden Anzeichen neuerdings näher zu untersuchen und zusammenzustellen. Ebenso plausibel erscheint uns die von SELLI (685) erläuterte Annahme einer vielleicht heute noch zum Teil bestehenden, kristallinen, adriatischen Schwelle. Vorläufig ist für uns die Herkunft aus dem näheren Molisegebiet und vielleicht aus dem heute wieder einsedimentierten, kristallinen Untergrund der Zentral- und Südalpen wahrscheinlicher. Gerade dieser kristalline Untergrund tritt ja in Kalabrien zu Tage.

e. Dichte Kalkbrekzien:

Einen weiteren Gesteinstyp des eigentlichen Mio-Pliozäns bilden die Kalkbrekzien. Diese oft außerordentlich harten Gesteine werden, vor allem im Pescaratal, als Bausteine verwendet, sie führen im Volksmund den Namen «pietra dura» oder auch «pietra migliarina» (il miglio = die Hirse). Sie sind in ca. 2—20 m mächtigen Bänken abgelagert, die aus der weicheren Masse der Ton-Sandsteingruppe herausgewittert sind. Sie bilden dann steilgestellte Rippen, die an der E-Flanke des Morrone, an der SE-Flanke der Maiella und am eigentlichen Nordabfall der Maiella gut aufgeschlossen sind. Etwas verschieden ausgebildet, doch scheinbar verwandt, sind die Brekzien von Fontefredda.

Es handelt sich um eine polygene, vielfarbige, klein-grobkörnige, sehr harte Brekzie, deren Komponenten oft stylolithisch miteinander verwachsen sind. In den freibleibenden Zwickeln erkennt man oft rekristallisierten Kalzit. Als Komponenten treten auf: verschiedenfarbige, meist dichte, gelbe oder weiße oder bräunliche Kalke, öfters pseudoolithische Kalke der Oberkreide, Rudisten- oder andere Molluskentrümmer, braune und graue Dolomite, in meist deutlich eckigen, selten leicht kantengerundeten Fragmenten. Es handelt sich somit um Material, das direkt vom Rande der im Obermiozän hochgehobenen Morrone- und Maiella-Massive herstammt. Die Genese dieser Brekzien ist identisch mit der ähnlicher Brekzien der Torrettaserie: Durch mit Erdbeben verbundene, tektonische Hebungen der Massive lösten sich die im normalen Verwitterungsprozeß aufgearbeiteten Schuttablagerungen der Massive los und gaben so Anlaß zur Bildung dichter Schuttströme (turbidity currents), die sich in der obermiozänen Lagune subaquatisch und lokal ausbreiteten und dann dort der Korngröße nach abgelagert wurden (siehe Seite 53 ff.).

Es wurden weder autochthone, noch aufgearbeitete Foraminiferen gefunden, doch könnten solche sehr gut in den Brekzien vorkommen.

In der Osthälfte des Gebietes besteht die Möglichkeit, diese Brekzien mit denjenigen der Torrettaserie zu verwechseln. Der größte Unterschied besteht darin, daß die Brekzien der Torrettaserie fast immer von Globigerinenmergelkalken begleitet sind und daß die mio-pliozänen Brekzien im Gegensatz zu denen der Torrettaserie nur in geringen Mächtigkeiten vorkommen.

Bei Fontefredda an der NE-Flanke des Morrone treten ähnliche Brekzien auf, die ebenfalls in das Mio-Pliozän gestellt wurden, obwohl ihre Komponenten wesentlich gröber sind und obwohl das Bindemittel meist rötlich bis bräunlich ist und oft einen beachtlichen Anteil des Gesteins einnimmt. Es scheint, daß diese lateral in die eigentlichen, oben beschriebenen, mio-pliozänen Brekzien übergehen und daß die Brekzien von Fontefredda vielleicht ein kontinentales Äquivalent zu den normalen Brekzien darstellen. Die Verhältnisse konnten leider nicht eingehend genug studiert werden, um

den hierfür nötigen Beweis zu erbringen, dazu kommt, daß die Zone auch tektonisch außerordentlich unklar ist. Eine genaue Kartierung in großem Maßstab wäre wünschenswert.

An dieser Stelle möchten wir nochmals zusammenfassend auf die Charakteristik der verschiedenen Brekzien der Montagna del Morrone zurückkommen. Erstens erscheinen in diesem Gebirgsmassiv die Brekzien der Oberkreide mit ihren Rudistentrümmern, die hier und da verkieselt sind und mit Fragmenten von Kieselknollen als Komponenten. Sie sind außerdem durch die Abwesenheit von Nummuliten gekennzeichnet. Zweitens tritt ein Brekzientypus auf, der dem ersten sehr ähnlich, aber weniger porös und daher kompakter ist. Er enthält in seltenen Fällen Nummuliten (vergl. S. 135). Diese Brekzien werden von uns dem Eozän zugeteilt, obwohl es nicht auszuschließen ist, daß die Nummuliten der Brekzien aufgearbeitet sein könnten und diese daher ein jüngeres Alter haben. Der dritte Brekzientypus ist derjenige des Mio-Pliozäns, der, wie erwähnt, durch seine groben Komponenten und durch das rötliche Bindemittel gekennzeichnet ist.

f. Gypslinsen:

In der Depression von Caramanico, am N-Abfall der Maiella und auch im östl. Teil des Gebietes konnten zahlreiche Gypsvorkommen beobachtet werden. Bald tritt Gyps in kleineren Schollen, bald in größeren Felsen auf (Gessopalena).

Meistens erkennt man ein graues, gelbliches oder auch bräunliches, kompaktes, kristallines Gestein, oft aber ist der Gyps extrem fein-kristallin (Alabaster) ausgebildet. An vielen Orten konnten wir schöne Schwalbenschwanzkristalle isolieren. Der Alabaster wird bei Bolognano als «marmetto» ausgebeutet und lokal als Dekorationsstein verwendet. In weniger reiner Form tritt Gyps vermengt mit Tonen und oft auch mit Kalken auf. Vielfach ist er von Schwefel, seltener von Coelestin begleitet (SACCO, 625).

Die Gypsvorkommen gehen seitlich und gegen unten oft in sonderbare brekziöse Kalke mit Ton- und Schwefelkomponenten über, manchmal scheinen diese Kalke verkieselt zu sein (BONARELLI erwähnt kleine Quarzkristalle), ebenso oft treten kleine Gypseinsprenglinge auf. BONARELLI (75) vergleicht diese Bildungen mit dem «Cagnino» der Romagna oder mit dem «Perciulato» der Sizilianer. Ein besonders auffallendes isoliertes Vorkommen dieser Bildungen fanden wir am Fuße des Morrone oberhalb Salle.

Von den verschiedenen Möglichkeiten der Entstehung von Gyps und Salzlagerstätten, die TWENHOFEL (788) erwähnt, kommt wohl nur der Typus der Verdunstungslagerstätten in Betracht, die meist durch Absperrung küstennaher Meeresteile in aridem Klima entstanden sind. Man kann Salzpfannen, Salzseen, Lagunen und Reliktseen unterscheiden. Hier handelte es sich wahrscheinlich um Lagunen, also marginale Becken, die vom Meer unvollständig abgeschlossen sind, so daß Meerwasserströmungen noch eindringen können, in denen aber die Zirkulation ungenügend ist, so daß in aridem Klima das Wasser nur verdunsten kann. Im allgemeinen wird in solchen Becken nach CaCO_3 und Eisenoxyd, zunächst vor allem Gyps, ausgeschieden. Erst eine sehr weit fortgeschrittene Verdunstung führt zu eigentlichen Salzlagerstätten. Das nur sporadische Auftreten von Gyps an der Basis des Mio-Pliozän spricht für jeweiligen nur kurzfristige Eindampfungsphasen in einzelnen, separaten, kleinen Lagunen unter ariden Klimabedingungen und beschränkter Wasserzirkulation.

5. Fossilinhalt

Aus der gesamten Formation des Mio-Pliozäns sind nur spärliche Fossilvorkommen bekannt. Einige schon oben erwähnte Foraminiferen sind als aufgearbeitet betrachtet worden. Von der Asphaltmine S. Giorgio bei Roccamorice wird aus der Basis der Formation folgende Fauna von NOVARESE (524), GIATTINI (319) und SACCO (625) erwähnt:

Congeria simplex BARBOT
Congeria rostriformis DESHAYES
Cardium solitarium KRAUSS
Cardium carinatum DESHAYES
Cardium novarossicum BARBOT
Cardium castellinense CAPELLINI

außerdem Haifischzähne und Pflanzenreste. Von der Fortsetzung nördlich des Untersuchungsgebietes erwähnen SACCO (623), SEGRE (674) noch *Ostrea* sp., *Macra* sp., dann noch

Oxyrhina desorii AGASSIZ
Sphaerodus depressus AGASSIZ.

Vom weiter westlich gelegenen oberen Lirital und aus derselben Formation erwähnt BNEO (39)

Lucina (Dentilucina) döderleini di STEFANO
Arca (Barbatia) barbata LINNE
Congeria (Dreissensia) sp.

Ein Vergleich dieser Faunenlisten mit derjenigen von KREJCI & WENZ (408) zeigt, daß man es mit Formen des Mäotien und des Pontien zu tun hat, die gleichzeitig für KREJCI's Kaspibrack-Fazies typisch sind. *Macra* sp. ist eine normal brackische Form des Sarmatien und schließlich sind *Ostrea* sp., *Arca (Barbatia) barbata* LINNE und *Lucina* marine Formen, die offenbar in brackischem Milieu persistieren können, das gleiche gilt wohl auch für die Haifischreste. Es zeigt sich, daß die Fauna von San Giorgio und die des Liritalen zwei verschiedenen Fazies entsprechen.

6. Stratigraphie

Die spärlichen Fossilien stützen aber doch die Ansicht, daß wir es mit den Zwischenstufen zwischen marinem Tortonien einerseits und marinem Piacentien andererseits zu tun haben. Sie lassen aber eine engere stratigraphische Gliederung nicht zu.

Die verschiedenen lithologischen Gruppen entsprechen in erster Linie verschiedenen Fazies. Stratigraphisch kann allgemein gesagt werden, daß meistens an der Basis des Mio-Pliozäns die Gypslinsen auftreten und erst weiter oben zunächst die Konglomerate mit kristallinen Komponenten und dann die dichten Kalkbrekzien. Ein Profil der Zone gibt SACCO (625) aus der Mine von San. Giorgio, wo man von oben nach unten folgendes beobachtet:

1. Kompakte Brekzien.
2. Mergelige tonige, graue Zone mit Haifischzähnen, Congerien und Cardien.
3. Gräuliche mergelig-tonige, hier und da bituminöse Uebergangszonen, mit kleinen Gyps- und Schwefelanlagen.
4. Bituminöser Lithothamnienkalk.

Analoge basale Verhältnisse werden im obersten Teil unseres Profil Orte angezeigt.

Eine genauere stratigraphische Einordnung oder gar die Aufstellung von Leithorizonten im Mio-Pliozän ist somit leider noch nicht möglich. Leithorizonte wie die von

SELLI (684) am Loro-dom in den Marche festgestellten Kalkbänder sind in unserem Gebiet nicht anzutreffen.

Wir müssen hier nochmals auf die weiter oben schon erwähnte Möglichkeit hinweisen, daß Teile der Roccasandsteine vielleicht doch noch stratigraphisch auszuscheiden sind und eigentlich als Vertreter des Helvétien betrachtet werden müssen. Wir werden in dieser Ansicht durch das zahlreiche Auftreten von Pectiniden und Austernfragmenten bekräftigt.

7. Paläogeographie

Eine flüchtige Analyse dieser Stufe ergab uns immerhin Anhaltspunkte, die eine vorläufige paläogeographische Synthese gestatten.

Wir müssen uns dabei zunächst über die Faziesbegriffe im Klaren sein. Von der rein marinen zur echten Süßwasserfazies lassen sich folgende Typen (KREIJCI, 404, 405; DAVIS, 217; KUENEN, 413) unterscheiden:

- a. normale Fazies.
- b. normal brackische Fazies (normale Aussüßung des Meereswassers unter Ableitung von Meereswasser und Zufuhr von Süßwasser).
- c. abnormale brackische Fazies (Zunahme des Salzgehaltes eines Süßwassertroges durch Neuauuffüllung des Beckens mit Meereswasser unter ariden Bedingungen) gekennzeichnet durch Mg- und SO_4 -Gehalt = Kaspibrack von KREIJCI. Eintreten euxinischer Bedingungen.
- d. normale Süßwasserfazies.
- e. fluviatile Fazies.

Diese Faziesbezeichnungen kennzeichnen nur die Salinität des Wassers, wobei je nach chemischer Zusammensetzung und Zirkulationsverhältnissen noch die verschiedensten Untertypen vorstellbar sind. Diese kontinentalen Mischfazies können natürlich auch nach dem geographisch-morphologischen Entstehungsbereich benannt werden (Liman-, Lagunen-, Litoral-, Delta-, Ästuarbildungen).

Die wichtigsten Daten unserer Analyse des Mio-Pliozäns lassen sich zu folgendem paläogeographischen Bild kombinieren:

Nach der flachneritischen Sedimentation des eigentlichen Helvétien folgte eine erste Aenderung der Bedingungen zur Zeit der bituminösen Schiefermergel (Tortonien [?]): Das Massiv der Maiella und des Morrone wurden um eine bedeutende Höhe, größenordnungsmäßig um 600—1000 m aus dem Meer emporgehoben, so zwei wichtige Glieder einer ausgedehnten Inselgruppe der zentralitalienischen Horste bildend. Der Mangel an irgend welchen orogenen Brekzien zeigt zunächst einen ruhigen Verlauf des Prozesses an. Ob es sich um eine reine Hebung oder vielleicht um eine Hebung kombiniert mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen handelt, bleibe vorläufig noch freigestellt. Durch Bildung von derartigen langgestreckten Inseln kam es zu einer teilweisen Abschnürung des Meeres, die die Entstehung einer anaeroben Wasserschicht am Meeresboden ermöglichte, in der das damalige Benthos nicht mehr bestehen konnte und das sinkende Plankton nicht mehr beständig bleiben konnte, wodurch vielleicht die Bitumenbildung veranlaßt wurde (Erdölmutterformation). Die fortschreitende Zunahme der Salinität in Folge eines ariden Klimas führte schließlich, wenn auch nur lokal, zur Ausfällung linsenartiger Gypslager. Zeitlich etwas später erschien unter gleichen Umständen eine Congerienfauna, die offenbar für ein kaspibrackisches Milieu typisch sein soll. Die immerhin während der ganzen Zeit vorhandene Verbindung mit dem offenen Meere wird durch den Fund der Haifischzähne bestätigt. Nach diesen Anfangsstadien mio-pliozäner Entwicklung kam es zu einem Ausgleich der Verhältnisse. Die fortschreitende Hebung der Apenninen, verbunden mit intensiver Erosion, vielleicht

auch mit einer Zunahme der Niederschläge, führten zu normal-litoralen Verhältnissen mit starken Süßwasserströmungen, die einerseits die Bildung einer marinen Fauna verhinderten, andererseits zur Ablagerung mächtiger Sandsteine und Tone führten. Die großen Mächtigkeiten können durch eine starke Senkung des mio-pliozänen Beckens oder auch durch eine allmähliche Auffüllung eines zu Beginn tiefen Beckens erklärt werden. In unserem engeren Gebiet erfolgte die Sedimentzufuhr in der Hauptsache von Süden, was durch die Zusammensetzung der Konglomerate bestätigt wird. Ob sie indirekt von einer thyrrischen oder einer adriatischen Schwelle her stammt, kann von unserem Gebiet ausgehend nicht entschieden werden. Mit dem Einbruch der Adria wurden die litoralen Molassesedimente in unserer Gegend von den marinen, pliozänen Tonen überdeckt, nur die eigentlichen Apenninen wurden weiter hochgehoben und gaben westlich der pliozänen Küstenlinie Anlaß zur Bildung der verschiedenartigsten kontinentalen Sedimente.

C. Das Plioän-Unterquartär

Einleitung: Ablagerungen des Plioäns und des unteren Quartärs haben die adriatische Hochebene geformt, sie sind in der Hauptsache aus Tonen des Piacentin, Sanden des Astien und Schottern des Calabrien aufgebaut. GIGNOUX (321) konnte einen typischen sedimentären Zyklus nachweisen, dessen Basis eine Transgression aufweist und dessen obere Grenze durch eine Regression gekennzeichnet ist. Die oben erwähnten lithologischen Einheiten sind auch nach GIGNOUX (321) stratigraphisch nicht genau umschrieben, wir ziehen es deshalb im Folgenden vor, zunächst eine summarische Beschreibung der lithologischen Verhältnisse zu geben und dann erst auf die stratigraphischen Verhältnisse einzugehen.

Verbreitung und Abgrenzung: Sedimente des Plioäns nehmen den NE-Rand unseres Gebietes ein. Leider ist die untere Grenze des Plioäns nirgends erkennbar. Von regionalen Erwägungen ausgehend, muß aber eine Diskorkanz angenommen werden. Diese ist namentlich im Norden des Untersuchungsgebietes und auch im Süden von verschiedenen Autoren beschrieben worden (SIGNORINI, 698 und BONARELLI, 75, usw.). SIGNORINI meint in der Sandstein- und Konglomeratformation von Turrivalignani eine basale Transgressionsgruppe des Plioäns zu erkennen und macht außerdem auf die Verwechslungsmöglichkeit mit dem Calabrien aufmerksam.

Die Mächtigkeit dieser Gruppe beträgt wenige Meter am Innenrand des adriatischen Plioänstreifens und nimmt in Richtung auf die heutige adriatische Küste bis auf mehr als 500 m zu.

Lithologie: Mehr oder weniger mergelige, oft sandreiche Tone bilden die Basis des Komplexes. Wegen ihrer leichten Erodierbarkeit geben sie Anlaß zur Bildung von tief eingeschnittenen Tälern mit «badlands»-Bildungen. Gegen oben, und fast ebenso oft seitlich (bei Turrivalignani und am Colle di Marco), gehen diese Schichten in gelbliche Sande oder Sandsteine über, in denen man oft Zonen mit Konglomeraten und Schottern erkennt. Irgendeine transgressive Basis ist hier nirgends zu beobachten. Der ganze Zyklus endet mit den Schottern des Calabrien-Villafranchien. Diese Sandsteine und Konglomerate stellen wahrscheinlich nichts anderes als die küstennahe Sandfazies des gesamten Piacentins dar, das natürlich letzten Endes über das Mio-Plioän transgredieren muß. Diese Auffassung wird neuerdings von BONARELLI (75) bestätigt.

Der Fossilinhalt ist der übliche: Pectiniden, Dentalien, Turritellen und zahlreiche andere Mollusken, Korallen und Serpuliden, außerdem zahlreiche Foraminiferenformen (Cristellarien, Uverigerinen, Nodosarien, Dentalinen, Globigerinen, Orbulinen und Globorotalien). Die stratigraphische und fazielle Verbreitung dieser flachmeereschen und teilweise pelagischen Formen ist für unser Untersuchungsgebiet bis heute leider noch nicht näher untersucht worden. Im obersten Teil der Schotter wurden nach SACCO (625) und d'ERASMO (271) zahlreiche Wirbeltierfunde gemacht (*Elephas meridionalis*, *Cervus*, usw.). Die typische unterpleistozäne Form von *Elephas meridionalis* wurde in der Umgebung von Serramonacesca gefunden, weiterhin außerhalb des Untersuchungsgebietes bei Chieti, Francavilla und Ortona. Es handelt sich in der Hauptsache um Molaren dieses Elephanten; die Formen wurden von d'ERASMO (271) beschrieben.

Auf Grund dieser spärlichen Daten kann man zu einem Bild der Stratigraphie und der Paläogeographie des Pliozäns gelangen, das prinzipiell mit den neueren Auffassungen ziemlich gut übereinstimmt, die am internationalen Geologenkongreß in London (MIGLIORINI, 473; RUGGIERI & SELLI, 605 und ZEUNER, 842) vertreten wurden. Die Sedimente des Piacentin und des Astien seien demnach in küstennahen Regionen gebildet worden, die Tone etwas weiter von der Küste entfernt als die Sande. Da weder Tone noch Sande einer besonderen Stufe entsprechen, sondern im wesentlichen verschiedene Fazies darstellen, spricht man lieber zusammenfassend von einer Piacentin-Astienstufe. Die Schotter, die diese Bildungen überlagern, sind dem Calabrien-Villafranchien zuzuordnen, wobei das Calabrien die marine und das Villafranchien die kontinentale Ausbildung darstellen soll. Schotter scheinen die normale Fortsetzung des Pliozänzyklus zu bilden, an ihrer Basis ist in den Abruzzen kein Hiatus (Diskordanz oder Sedimentationslücke) festzustellen. Dies könnte aber auf eine Lücke unserer Kenntnisse zurückzuführen sein. Obschon die Faunenlisten SACCO's (625) unvollständig sind, so erkennt man aus ihnen doch einen deutlichen Faunenwechsel zu Beginn des Calabrien-Villafranchien. Der Nachweis von Säugetierfaunen spricht an und für sich für zunehmende Kontinentalität. Wir können somit den Empfehlungen des Londoner Kongresses folgen und — so widersinnig dies vorläufig vor allem feldgeologisch erscheint — die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän irgendwo in der oberen Hälfte des beschriebenen Komplexes suchen. Hierbei betonen wir nochmals unsere Inkompetenz in dieser Frage und äußern zugleich den Wunsch, die beschriebenen Sedimente möchten zusammen mit denen des Mio-Pliozäns und des eigentlichen Pleistozäns im Detail untersucht werden.

D. Die Ablagerungen des Pleistozäns

Einteilung: Die Gliederung und Beschreibung des Pleistozäns erfolgt im Sinne der Kartenlegende (Tafel III) und beruht vor allem auf den Angaben von SACCO (625), BENEIO (49) und SUTER (755), die nur durch wenige eigene Beobachtungen ergänzt werden. Es wird von vornherein auf eine eigentliche Stratigraphie verzichtet.

Süßwasserablagerungen sind besonders in der Ebene von Sulmona aufgeschlossen, weiterhin am Oberlauf des Pescara, wo sie die Basis der Ebene von Tocco da Casauria bilden. In der E-Hälfte des Gebietes erkennt man sie in der Ebene von Rapino, im Piano Laroma und in einzelnen isolierten Relikten, die wir am W-

Abfall der Maiella gefunden haben. Vielleicht gehören auch die schon im vorhergehenden Kapitel beschriebenen Schotter des unteren Pleistozäns hierher. Die vollständigste und normalste Folge dieser Serie findet man wahrscheinlich im Becken von Sulmona, wo, wie schon SACCO (625), MADDALENA (458) und schließlich BENEÓ (43, 49) erwähnten, von unten nach oben folgende Zonen ausgebildet sind:

Weiß, mergelige Seekreide mit zahlreichen Süßwasser-Gastropoden und Pflanzenresten und einzelnen Partien, die nach SACCO als Diatomeenkreide entwickelt sein sollen.

Graue, oft gelbliche Tone, mit einzelnen, sandigen und konglomeratischen Einschaltungen. Diese Gruppe ist vor allem noch durch das Auftreten weitverbreiteter vulkanischer Tuffe gekennzeichnet.

Zu oberst werden diese Bildungen von weitverbreiteten Schotter- und Sandniveaux überlagert.

Travertine bilden ein weiteres typisches Element der pleistozänen Süßwasserbildungen. Sie formen unter anderem die eindrucksvollen Hochebenen von Tocco da Casauria, Torre dei Passeri und des Montepiano (ca. 3 km SE-Serramonacesca). Es sei hier auf das instruktive Profil von DE ANGELIS D'OSSAT (13) hingewiesen, der vom Bahnhof von Tocco da Casauria gegen das Dorf Tocco da Casauria hinansteigend folgende Gruppen beobachtet hat:

1. Graue Tone mit spärlichen Süßwassermollusken.
2. Mächtige Serie gelblich-grauer, sandig-toniger Schichten, mit einigen Torf-Einschaltungen und mit einer Fauna von *Helix*, *Limnea*, *Planorbis*, *Neritina*, *Valvata*, *Pisidium* usw. und Diatomeenresten.
3. Wenige Meter mächtiger, leicht zerreibbarer Travertin.
4. Mehr oder weniger schwammiger Travertin, der Pflanzen und Süßwassermollusken inkrustiert (ca. 20 m mächtig).

Die Basis der Hochebene von Montepiano ist aus stark verkitteten Konglomeraten aufgebaut, die von einer mächtigen Travertinbank überlagert sind.

Von den Travertinen unserer Gegend sind weder Faunen noch Floren exakter beschrieben worden, sie dürften wahrscheinlich denjenigen von Ascoli Piceno entsprechen.

Schotter scheinen im allgemeinen weit verbreitet zu sein, sie bilden die obersten Schichten der Ebenen von Sulmona und von Rapino. In letzterem Falle wurden sie auf der Karte absichtlich nicht ausgeschieden, weil hier die Aufschlußverhältnisse nicht klar sind.

Die beiden Schottervorkommen von Sulmona und Rapino haben offensichtlich eher lakustrischen Charakter, es muß aber darauf hingewiesen werden, daß die zahlreichen Schottervorkommen von kleineren Ausmassen wahrscheinlich fluviatilen Ursprungs sind, sie treten meist in Verbindung mit Terrassen auf.

Auf der Kartenskizze haben wir versucht, in diese Elemente eine gewisse stratigraphische Ordnung hineinzubringen, die allerdings weitgehend hypothetisch ist. Die Höhenlagen der meist mit den oben erwähnten Ablagerungen zusammenhängenden Terrassenniveaus über den heutigen Talwegen dienen als chronologische Anhaltspunkte. Diese morphologisch-stratigraphische Methode wurde schon oft angewandt (ZEUNER, 841, 843), obschon sie zu zahlreichen Fehlinterpretationen geführt hat, vor allem wenn sie nicht kritisch gehandhabt wurde. Doch bis jetzt ist noch kein für die Feldkartierung brauchbarer Ersatz gefunden worden, da alle anderen Methoden eingehende Laboratoriumsuntersuchungen benötigen und daher zeitraubend sind. Je nach der ungefähren Höhenlage unterscheiden wir auf der Karte jetzt Süßwasserbildungen im all-

gemeinen, Travertine, Schotter und in den höheren Lagen Terrassen des Unter- und Mittelpleistozäns, welche mit den Namen Mittel- und Hochterrassen bezeichnet wurden und die den marinen Stufen des Calabrien, Sizilien, Milazzien und Thyrrerien entsprechen dürften. Die Begriffe «Mittel- und Hochterrassen» wurden der Anschaulichkeit wegen eingeführt, sie sollen sich in keiner Art mit den aus der alpinen Geologie bekannten decken. Im Gegensatz zu den hochgelegenen Terrassen des Untersuchungsgebietes stehen die Schotter und Travertine der Niederterrassen, welche etwa mit dem Monastirien und späteren marinen Stufen *aequivalent* sein dürften.

BONARELLI (75) glaubt genauer angeben zu können, daß die große Terrasse von Montepiano der Travertinhochebene von der Gegend zwischen Ascoli Piceno und Teramo entspricht und in die Mindel-Günz-Zeit gestellt werden muß, während die von Serramonacesca etwa auf 450 m liegt und in die Mindel-Riß-Zeit gestellt wird. Die tieferen Terrassen von Lettomanoppello und Manoppello wären nach diesem Autor in die Riß-Würm-Zeit hinauszustellen. Ohne diese Ansichten BONARELLI's zu widerlegen, nehmen wir sie doch mit einer gewissen Skepsis auf.

Wesentliche Elemente des Pleistozäns sind die *Moränen*. Zahlreiche Autoren haben sich über die Frage der Vergletscherung in unserem Gebiet geäußert, so FER-RERO (288) in einer sehr frühen Arbeit, dann HASSERT (351), SACCO (625, 626), RUEHL (606), FRANCHI (296), DE GASPERI (316), CREMA (198), GORTANI (329—334), KLEBELSBERG (398), BENEIO (49) und schließlich SUTER (753—755). SUTER gibt eine vorzügliche Gesamtdarstellung der eiszeitlichen Vergletscherung im Apennin, weshalb wir uns, ohne auf eine Kritik der Vorgänger einzugehen, meist an diese Arbeit halten. SUTER erwähnt Moränenreste in der Valle di femmina morta, in der Difesa di Pacentro (zit. HASSERT, 351), in der Valle di Cocci oberhalb Palena, Kalkblöcke vermutlich glazialer Herkunft im Aventinotal, Moränen in der Valle Cannella, im Oberteil des V. delle Mandrelle zwischen Mte. Nelli und Mte. Acquaviva, im oberen Teil des Selvaromanatales, das sich von Pennapedimonte aus schluchtartig ins Maiellamassiv einschneidet. Am Morrone sind keine eigentlichen Moränen zu finden, die sogenannte «Moräne» von Salle (CREMA, 198), ist als fluvioglazialer Schotter zu taxieren.

BONARELLI (75) vermutet, daß große Blockansammlungen, die sich im Gebiet zwischen Caramanico und San Valentino befinden, ebenfalls mit der Vergletscherung der Maiella in Zusammenhang zu bringen sind und eine Art Moränenbildung darstellen. Wir glauben eher, es handle sich um Relikte oder verschwemmte Teile des großen Bergsturzes von Caramanico.

Ganz generell sei noch gesagt, daß unter der Bezeichnung Moräne ganz allgemein wallartige Schuttbildungen zusammengefaßt werden, deren Ursprung auf eine ehemalige Vergletscherung zurückzuführen ist. Ob in den einzelnen Fällen echte Moränen oder Blockströme oder andere verwandte Bildungen vorliegen, bleibt späterer morphologischer Untersuchung vorbehalten.

Außerdem zeugen aber zahlreiche Kare ebenfalls für eine vormalige Vergletscherung, so im Oberteil der V. di femmina morta, der V. Cannella (Oberlauf der V. Macchia lunga), zwischen Mte. Nelli und Mte. Acquaviva, im Oberlauf des Orfentotales, schließlich vielleicht am Lago Madonna auf dem Morrone (BENEIO, 49).

Wir zitieren noch aus der Zusammenfassung von SUTER: «Die Moränen und glazialen Felsformen sind auf die höheren Regionen beschränkt... Die Vergletscherung blieb weit hinter derjenigen des Gran'Sasso und des Mte. Velino zurück. Die Erklärung dieser Tatsache muß im besondern vorzeitlichen Relief des Gebirges zu suchen sein,

das der Entwicklung von Gletschern ungünstig war». Die beiden größten Gletscher lagen in der Valle di Femmina morta (5 km lang, mit Gletscherende bei 2350 m) und in der Valle Cannella (Gletscher 3 km lang), einige kleine in den höchsten Tälern um die höchste Gipfelgruppe der Maiella. Wahrscheinlich waren der breite, hochgelegene Bergrücken der Maiella und die Tavola Rotonda von einer Firnkappe bedeckt.

Den Untersuchungen von SUTER (755) kann man noch folgende paläogeographische Daten entnehmen. Die mittlere Höhe der Schneegrenze dürfte an der Maiella an der E-Seite zwischen 2300—2500 m, an der S-Seite bei 2550 m gelegen haben. Es scheinen dies Extremwerte für die Zentralapenninen darzustellen, wo sonst die Schneegrenze an N- und E-Hängen ca. in 1750 m, an Westhängen in ca. 1800 m gelegen war. Nach KLEBELSBERG ist diese Schneegrenze (berechnet aus der Rekonstruktion des einstigen Firnareals) auf etwa 1800—1900 m zu veranschlagen, was eher in das allgemeine Bild paßt und was von SUTER schließlich auch angenommen wird.

Für den Zentralapennin wird das Vorhandensein von zwei Vergletscherungen gefordert, — freilich nur aus theoretischen Erwägungen heraus —, denn die vorhandenen frischen Moränen zeugen alle eher nur für eine einzige Würmvergletscherung, die aber nach SUTER offenbar eine frühe Rißphase verdecken soll: Die Depression der Würmschneegrenze beträgt sowohl in den Alpen, als auch im Apennin, ca. 1150—1200 m, in der Rißzeit dürfte diese Depression in den Apenninen ca. 1300 m betragen haben, doch ist es nicht ersichtlich, daß die Außenränder der Rißvergletscherung analog derjenigen der Alpen über die Würmvergletscherung hinausgeraten sind; die Ursache hierfür wird darin gesucht, daß der Apennin noch nicht auf seine heutige Höhe gehoben war. Als Beweis hierfür gelten die von GORTANI aus der Hebung verschiedener Terrassensysteme errechneten pleistozänen Hebungsbeträge, die im Marchigianisch-abruzzesischen Apennin folgende Werte ergeben:

1. Hebung: (vor Mindel) 150—200 m
2. Hebung: (Mindel-Riß) 100 m
3. Hebung: (Riß-Würm) 70—100 m.

Von einiger Bedeutung für unser Terrain sind die zum erstenmal von BENEIO ausgeschiedenen, stark verkitteten, oft mit einer steilstehenden Schichtung versehenen Konglomerate und Brekzien, die als Ueberreste alter Schuttkegel erklärt wurden. Ihre meist deutliche Schichtung fällt stets im Sinne der Bergabhänge. Ein sehr eindruckliches Vorkommen dieser Konglomerate wurde am S-Hang des Morrone, gerade oberhalb des Dorfes Pacentro, beobachtet.

Bergstürze und Rutschungen: Auf der Karte wurden zunächst ältere (pleistozäne) und jüngere (rezente) Bergstürze und Rutschungen ausgeschieden, eine Alterszuteilung, die mehr gefühlsmäßig erfolgt ist. Ihrer Entstehungsnatur nach können wir unterscheiden (wir folgen hier der von HEIM [363] gegebenen Einteilung und Definition):

Kriech- und Solifluktionerscheinungen und lokale Schuttrutschungen: Innerhalb der als Gehängeschutt ausgeschiedenen Abteilung.

Sackungen und Abrutschungen zusammenhängender Felspartien: Fuß des Morrone W-Roccacasale, Schlucht von Popoli gegenüber der Einmündung des Tirino in den Pescarafluß. Sackungen dieser Art dürften noch weiter verbreitet sein, doch wurden sie vom Verfasser erst im letzten Stadium der

Felduntersuchungen als solche erkannt und konnten daher nicht mehr ausgeschieden werden. Weitere Beispiele sind am Calaturo (5 km S von Tocco da Casauria) an der Roccatagliata und am Piano Laroma zu beobachten.

Felsstürze (Schlipfstürze) (= Beginnend im Abrißgebiet mit gleitender Bewegung, Schicht auf Schicht in der Fahrbahn übergehend in stürzende Bewegung; Typus Flimser Bergsturz): Sie spielen eine große Rolle im Gebiet. Sie bilden die gewaltigen Schuttmassen von Caramanico, St. Eufemia und des oberen Vellatales und im E von Pacentro. Von SACCO wurden sie meist als Moränen ausgeschieden, was uns unrichtig erscheint. Die Sturzmassen sind nämlich terrassiert und am Oberlauf des Vella von Moränen überlagert, eine Tatsache, die deutlich genug für ein unter- mittelpleistozänes Alter spricht. Offenbar füllten die Felsmassen einmal die gesamte Depression von Caramanico und wurden erst im Verlauf jüngerer Zeiten weggeräumt. Das Material der Felsstürze besteht aus Kalken der Oberkreide und des nummulitenführenden Eozäns. Wir folgern daraus, daß sie vorwiegend vom W-Abhang der Maiella stammen, wofür auch die typische Ausbruchsnische im obersten Teil des Vellatales spricht, die beim Aufstieg zum Fondo di femmina morta durchquert wird.

Ein weiteres glänzendes Beispiel für diese Art liefert der Bergsturz von Lettopalena, der den Aventinofluß gestaut und die Bildung eines lokalen Sees veranlaßt hat, der sich aber später nach Regenerierung des Flußbettes entleerte. Eine analoge Situation kann bei Lama dei Peligni erkannt werden.

Morphologie: Im Zusammenhang mit der Gliederung des Pleistozäns und der rezenten Bildungen erweist es sich als sehr wünschenswert, auch die morphologische Betrachtungsweise einzuschalten und das gesamte Gebiet vom morphologischen Gesichtspunkt aus zu betrachten. Die Probleme der verschiedenen letzten Hebungsphasen und der gesamten Tektogenese unseres Gebietes werden ja erst gelöst sein, wenn alle Fragen auch von diesem Gesichtspunkt gebührend berücksichtigt worden sind. Doch möchten wir an dieser Stelle zunächst noch das tektonische Kapitel vorabgehen lassen, bevor wir auf die morphologischen Fragen eintreten (Siehe S. 229).

VI. Die Tektonik des Untersuchungsgebietes

A. Einleitung

Die lokalen tektonischen Phänomene, das heißt der meist materialbedingte Stil der Kleintektonik der einzelnen Abschnitte des Gebietes soll zunächst behandelt werden, wobei erst auf die Tektonik der Kalkmassive und dann auf die der argille scagliose eingegangen wird; anschließend folgt die Besprechung der tektonischen Einzelphänomene im Gebiet der mio-pliozänen und quartären Ablagerungen. Ein weiterer Abschnitt soll allgemeine Fragen erläutern. Im dritten Teil wird die tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes dargestellt und wird versucht, die Tektogenese der größeren tektonischen Einheiten zu rekonstruieren. Den Schluß bildet ein kurzer Ausblick auf Zusammenhänge, welche sich aus einem Vergleich unseres mit anderen Gebieten ergeben.

B. Zur Tektonik der Kalkmassive

1. Brüche und mit diesen zusammenhängende Erscheinungen

In den vorangegangenen Kapiteln wurde schon mehrfach darauf aufmerksam gemacht, daß Brüche (Verwerfungen) und mit diesen verbundene Deformationen, als dominierendes tektonisches Motiv unseres Untersuchungsgebietes betrachtet werden müssen.

Die den Gesteinskörper durchziehenden steilen Trennungsflächen bezeichnen wir als Bruchflächen oder gemeinhin als Brüche. Erkennen wir parallel zu einer Bruchfläche keine sichtbare Verstellung oder Bewegung einzelner Schollen, so sprechen wir von Klüften, erscheint aber eine solche Verschiebung oder Bewegung deutlich, so liegt eine Verwerfung vor, die durch die Verwerfungsebene oder -fläche gekennzeichnet ist.

a. Direkt beobachtbare Erscheinungen:

(1) Einzelverwerfungen:

Sie sind nur selten im Untersuchungsgebiet zu beobachten, meistens stellt es sich heraus, daß die schön herauspräparierten Bruchflächen mit Rutschharnischen und lokaler Kakiritbildung nur Teilflächen einer meist sehr komplex gebauten Bruchzone darstellen; die Flächen selber sind manchmal eben, manchmal stark verbogen. Wir finden solche zum Beispiel am SW-Hang der Schiena d'Asino der Montagna del Morrone, bei der Miniera San Giorgio, nördlich Roccamorice, in der oberen Vellaschlucht bei Pacentro, bei der Stazione di Palena (an der Westflanke des Porrara S-Endes) und an zahlreichen anderen Stellen.

(2) Bruchzonen:

Es handelt sich meistens um Zonen von etwa 10 m bis zu mehreren 100 m Mächtigkeit, in denen einzelne Verwerfungen und Kluftflächen besonders ausgeprägt sind.

Diese Zonen begrenzen oft die verschiedenen Blöcke oder sie treten innerhalb der letzteren auf. Besonders schön ausgebildete Bruchzonen mit meist gegen SW fallenden einzelnen Verwerfungsflächen treten an der sich über der Ebene von Sulmona erhebenden SW-Flanke der Montagna del Morrone auf, wo diese Erscheinungen in der letzten Zeit von BENE0 (49, 51) beschrieben wurden (Südflanke Schiena d'Asino, Masseria Giardino bei Popoli, Badia Morronese usw.). Betrachtet man die Bruchflächen innerhalb einer Zone etwas näher oder will man gar Streich- und Fallmessungen an diesen vornehmen, so stellt sich bald heraus, daß die Streichrichtung der einzelnen, oft spiegelglatten Flächen meist im Widerspruch zum Gesamtstreichen der ganzen Bruchzone stehen und daß die Flächen meist ziemlich verbogen sind, oft kommt es lokal sogar zu eigentlichen Schraubenverwerfungen. Außerdem verschwinden diese Flächen seitlich recht bald und werden von anderen darüber oder darunterliegenden Flächen abgelöst. Aus diesen Erscheinungen, die besonders deutlich am SW-Abhang der Montagna del Morrone zu sehen sind, geht ohne weiteres hervor, daß Messungen innerhalb dieser Bruchzonen nichts aussagen, da bei Messungen einzelner, im Rahmen der allgemeinen Streichrichtung sich befindender Flächen meist unbewußt eine bestimmte Bruchebene vorgezogen wird, von der man vermutet, sie stimme mit dem Streichen und Fallen der gesamten Zone überein. Unsere Erfahrung zeigt, daß die erhaltenen Fallwerte meistens viel geringer waren, als die Intersektion der Bruchzone mit der Topographie es erwarten ließ. Will man zu zuverlässigen Resultaten gelangen, so muß man statistische Methoden anwenden, die zahllose Messungen zusammenfassen können.

Folgende Unterzonen lassen sich unterscheiden:

aa. Bruchzonen in denen die einzelnen Brüche in Abständen von ca. 1—10 m voneinander entfernt sein können, deren Mächtigkeit zwischen 10 und mehr als 100 m und deren Sprunghöhe zwischen 100 m und mehr als 1000 m schwankt. Bruchzonen I. Ordnung.

Sie begrenzen in erster Linie die tektonischen Groöelemente, wie sie auf der tektonischen Kartenskizze (Tafel IV) ersichtlich sind.

bb. Bruchzonen in denen die einzelnen Brüche in Abständen von 10 cm—1 m voneinander entfernt sind, deren Mächtigkeiten 10 m kaum überschreiten und deren Sprunghöhen zwischen wenigen Metern und höchstens 100 m schwanken Bruchzonen II. Ordnung.

Die Trennung dieser zwei Abteilungen eignet sich wohl für die folgende Beschreibung, doch wurde sie auf der Kartenskizze nicht weiter berücksichtigt, da sie hierfür noch weiter ausgearbeitet werden sollte.

cc. Eigentliche Kakiritzonen oder Zonen extremer tektonischer Beanspruchung, bei denen man selten einzelne Brüche näher verfolgen kann und in denen die Kalke stark zerrüttet sind und, bald als kleinbröckelige Masse, bald als Pulver auftreten. Die Kakiritzonen treten meist innerhalb der oben erwähnten Bruchzonen auf. Kommen sie aber selbständig vor, so sind Mächtigkeiten zwischen wenigen cm und mehr als 100 m feststellbar, während die Sprunghöhen sich meistens im Rahmen derjenigen der Bruchzonen II. Ordnung halten oder noch geringer sind.

Diese Unterteilung könnte beliebig verfeinert werden und Gegenstand akademischer und theoretischer Erörterungen sein, doch wollen wir uns hier darauf beschränken, einige Beispiele aus unserem Untersuchungsgebiet anzuführen, die zeigen sollen, daß die verschiedenartigsten Uebergänge zwischen den einzelnen Gruppen vorhanden sind.

Bruchzonen I. Ordnung kann man an den beiden Längsflanken des Morrone und der Maiella beobachten, wo sie die Seiten verschiedener Einzelblöcke sowie die Ränder dieser Kalkmassive begrenzen. Sie sind auf den Skizzen 1, 2, 10, 11 der Tafel XII dargestellt, sowie auf den Aufriß-Skizzen der Tafel X. Als typische Lokalität seien

erwähnt: W-Seite Monte Rotondo, Colle Affogato, Fuß des Morrone bei der Badia Morronense, W-Seite Morrone di Pacentro oberhalb Pacentro, W-Seite Monte Amaro-Pesco-Falcone, E-Seite Monte d'Ugno oberhalb Palombaro usw.

Die großen Sprunghöhen dieser Bruchzonen I. Ordnung zeigen, daß es sich um Zonen von regionaltektonischer Bedeutung handelt. Allerdings lassen sich die Sprunghöhen nur in den seltesten Fällen direkt ableiten: ihre großen Beträge gehen in erster Linie aus der Morphologie des Gebietes hervor. Untersucht man diese Zonen näher, so erkennt man Zonen stärkerer Zerrüttung, eigentliche Kakiritzonen und weitgehend intakt gebliebene, oft linsenartig von Brüchen begrenzte Zonen. Ebenso fallen intensive Verkippungen und Verfaltungen innerhalb dieser eingeschlossenen Blöcke und an den randlichen Partien der Bruchzonen auf. Solche, oft in eigentliche Schleppungen übergehende Erscheinungen treten am NE-Rand der Montagna del Morrone auf (Zeichnung 11, Tafel XII und Aufriß X 2) und an der Südseite der Vellaschlucht oberhalb Pacentro (Aufriß, Tafel XI) auf. Vorläufig ist es nicht möglich, allein aus diesen Faltungserscheinungen einen bestimmten Bewegungssinn herauszulesen. Als letztes Merkmal dieser Bruchzonen sei das Auftreten zahlreicher, dreieckig begrenzter Facetten erwähnt, die durch die Verschneidungen der Einzelbrüche mit Tälchen hervorgerufen wurden (vergl. DAVIS, 220 und LAHEE, 422).

Bruchzonen II. Ordnung, deren Sprunghöhe kaum 70 m überschreitet, sind weit weniger charakteristisch als die eben beschriebenen, sie sind auf den Skizzen 8 und 12 der Tafel XII dargestellt. Selbstverständlich treten sie innerhalb der Bruchzonen I. Ordnung auf, am besten sieht man sie in den tiefen Taleinschnitten der Maiella (Valone del Orfento, Valle di Macchia lunga usw.). Der größte Teil der Brüche, die, ohne eigentliche tektonisch-geomorphologisch erkennbare Einheiten voneinander zu trennen, die Maiella durchqueren, gehört hierher. Auch in diesem Fall kommt es lokal zu Kakiritisierungserscheinungen. Zu beiden Seiten von massigen Kalkblöcken begrenzt, sind diese Zonen Wasserleiter erster Güte, sie bilden daher die Entwässerungslinien der Karstsysteme und sind deshalb an der Oberfläche durch reihenförmig angeordnete Dolinen gekennzeichnet (Valle di Femmina morta, oberstes Valle Lettopalena). Diesen leichter erodierbaren Zonen folgen auch die meisten der untergeordneten Täler der Maiella und des Morrone. Doch kann es innerhalb dieser Zonen auch zu einer Ausfällung von Kalziumkarbonat kommen, die ihrerseits wieder zur Bildung von der Erosion verschonter stark zementierter Bruchzonen führen kann. Dergleichen «Härtlinge» findet man im obersten Teil der Valle di Cansano, wo die Straße nach Campo di Giove in ihrem südlichsten Punkt eine starke Kurve bildet, und im obersten Teil der Valle del Forcone.

Kakiritzonen, die manchmal eine beachtliche Mächtigkeit von mehreren 100 m aufweisen können, finden sich am W-Abfall der Montagna del Morrone und in den Hügeln von Campo di Giove, wo sie in den tiefen Einschnitten der Bahnlinie und auch an der Straße von Cansano nach Campo di Giove in der Bruchzone zwischen Colle Gigliastro und La Difesa festgestellt wurden, am W-Abfall der Monte Porrara und im Tunnel des Guado della Puttana (SEGRE, 672). Im Gebiete der Maiella selber treten die mächtigen Kakiritzonen eher zurück, nur im nördlichsten Teil oberhalb Manoppello im Fosso del Crocefisso und bei der Lokalität Pologne 1,5 km SE von Pretoro gelangen sie noch zu einer gewissen Bedeutung. Meistens findet man in diesen Kakiritzonen extrem verdrückte Kalke in Form weißer Massen von kleinen Gesteinsbrocken, innerhalb derer man eine Durchaderung mit kalzitischen Bruchflächen sieht. Manchmal verlaufen inmitten der Kakiritzone eine oder mehrere, durch Rutschharnische ausgezeichnete

Bruchflächen. Messungen an diesen Flächen erweisen sich auch in diesem Falle für den Gesamtverlauf der Störung nicht maßgebend, wie dies vortrefflich in den Kiesgruben an der Straße Aquila-Popoli unterhalb des C. S. Rosa zu sehen ist, wo einzelne meßbare Bruchflächen senkrecht zur Streichrichtung der gesamten eigentlichen Bruchzone streichen.

(3) Zonen extremer Klüftung:

Ausgedehnte Zonen der zentralen Maiella (Sektor zwischen Valle Selvaromana und Valle Serviera) sind durch eine dicht gedrängte Aufeinanderfolge von Klüften in Abständen von einem oder wenigen Metern gekennzeichnet, ohne daß die geringsten Anzeichen für eine Versetzung der von den Klüften zerschnittenen Kalkschichten vorhanden sind. Man erkennt im Gegenteil in diesen Zonen oft deutlich den kontinuierlichen Verlauf der von der Zerklüftung betroffenen Schichten. Besonders schön sieht man dies, wenn man das tief eingeschnittene, etwa 2 km südlich Pennapiedimonte ausmündende Tal «La Valle» durchwandert. Klüftfläche folgt hier auf Klüftfläche, und es ist fast ausgeschlossen, auszumachen, ob wohl ein Bruch größerer oder kleinerer Bedeutung vorliegt, da, wie schon erwähnt, keine Verstellungsbeträge sichtbar sind.

(4) Schleppungserscheinungen:

Ausdrücklich sei betont, daß die einzelnen Verwerfungen, Verwerfungszonen usw. in den allermeisten Fällen wie glatte Schnitte durch die Kalkmassen ziehen, ohne diese noch stärker zu deformieren, Schleppungserscheinungen im eigentlichen Sinn wurden nicht mit Sicherheit festgestellt, es sei denn, man sehe die lokal auftretenden Verfaltungen und Fältelungen, die vor allem an der Westflanke des Morrone (Profil V, 11 und 17, Zeichnung XII, 11, Aufriß X 2), in der Vellaslucht von Pacentro (Aufriß XI) und am Ausgang der Gole di Popoli auftreten, als solche an. Erst an der N-Seite des Gran'Sasso (vergl. Zeichnung XII, 15, 16), und an der Montagna dei Fiori treten in den plastischer verformbaren scaglia-Kalken großartige Schleppungsphänomene in Verbindung mit flachliegenden Aufschiebungen auf.

Allerdings bleibt die Frage noch offen, ob nicht der antiklinale Abfall der südöstlichen Maiella und das steile Einfallen der NE-Flanken von Monte Porrara und Montagna del Morrone als eine einzige gewaltige Schleppung aufzufassen sei, welche Möglichkeit wir nicht unberücksichtigt lassen wollen.

b. Indirekt beobachtbare, meist aus der Topographie abzuleitende Erscheinungen:

Lange nicht bei allen in unserer Karte eingezeichneten Verwerfungszonen können eigentliche Bruchflächen oder sie anzeigende Zerrüttungszonen direkt festgestellt werden. In den meisten Fällen wurde das Vorhandensein von Bruchstörungen indirekt erschlossen. In manchen Fällen führten uns auffallende strukturelle oder stratigraphische Diskontinuitäten, sowie allzu plötzliche laterale Aenderungen in der Gesteinsausbildung, Wiederholungen der Schichtserien oder ein brüsker Wechsel im Streichen der Schichten dazu, das Vorhandensein einer Verwerfung anzunehmen. Die meisten Verwerfungen aber wurden auf Grund topographisch-morphologischer Anzeichen gefunden. Der dominierende Einfluß von Verwerfungen und Verwerfungszonen auf das topographische Relief und somit auf die Morphologie, ist bereits von zahlreichen Autoren schon betont und gut beschrieben worden (DAVIS, 220; de MARTONNE, 463; LAHEE, 422).

Topographisch-morphologisch können sich Brüche abzeichnen, sowohl wenn sie

jünger, als wenn sie älter sind als die Ausbildung der topographischen Oberfläche. Im ersten Fall verschneiden sich die Verwerfungsflächen mit bereits vorhandenen topographischen Formen, Tälern und Abhängen, und machen sich innerhalb derselben als auffallende, sonst unerklärliche Stufen (fault scarps) geltend. In unserem Untersuchungsgebiet liefern die NE-Flanke und SW-Flanke der Montagna del Morrone und der W-Abfall der Maiella geradezu klassische Beispiele für solche Bruchstufen (vergl. Tafel X). Oefters beobachtet man die Verschneidung von Verwerfungen, welche wenigstens teilweise jünger sind als die Topographie, in Form von dreieckigen Facetten, dort wo vorspringende Hügelrücken und Riedel quer von solchen jüngeren Verwerfungen durchschnitten werden.

Im zweiten Fall wurden schon früher vorhandene Verwerfungen durch die Erosion herauspräpariert, sie zeichnen sich nun, sowohl im Verlaufe subsequenter Täler, welche der Zertrümmerungszone folgen (Verwerfungslinientäler), als auch im morphologischen Auftreten sekundär herausgerodierter Verwerfungsliniestufen und -terrassen (fault benches LAHEE, 422) deutlich ab. Diesem topographischen Ausdruck subsequent herauspräparierter Verwerfungslinien wurde bei unserer Kartenaufnahme eine große Aufmerksamkeit geschenkt. Es ist eine auffallende Tatsache, daß fast das gesamte Flußnetz des Untersuchungsgebietes sich in verschiedene Systeme geradlinig verlaufender Brüche einordnen läßt und daß die meisten Täler durchaus nicht dem Weg des stärksten Gefälles der allgemeinen Gebirgsoberfläche folgen, vielmehr sich immer gewissen Richtungen anpassen. Diese Erscheinung läßt sich sehr gut am Nordhang und im Südteil der Maiella verfolgen. Am Morrone dagegen verraten eher Verwerfungsterrassen und linear verlaufende Depressionen die Anwesenheit von Verwerfungen im Untergrund. Ein geradezu klassisches Beispiel hierfür ist die Terrasse, die auf ungefähr 1800 m Höhe an der Westflanke des Morrone von Pescina zur Forchetta führt. Ohne auf Einzelheiten dieser rein morphologisch-topographisch fundierten Analyse der Verwerfungssysteme näher einzugehen, möchten wir betonen, daß uns die so erhaltenen Daten für den Kartenverlauf und die räumliche Stellung der Bruchstörung weit zuverlässiger erscheinen als direkte Messungen an einzelnen Verwerfungs- oder Harnischflächen oder ein nur schwer durchführbares, unmittelbares Verfolgen einzelner solcher Flächen im Terrain. Natürlich ist keineswegs ausgeschlossen, daß topographische Erscheinungen fälschlicherweise als Ausdruck von Brüchen gedeutet werden. Doch werden solche Fehlinterpretationen des Kartenbildes am ehesten vermieden, wenn man stets versucht das Intersektionsbild der supponierten Verwerfungsfläche mit den Höhenkurven möglichst genau zu rekonstruieren, wodurch man auffallende Widersprüche leicht aufdecken kann. Dergleichen Ueberlegungen über eine mögliche räumliche Stellung der Verwerfungsflächen führten uns zu den Folgerungen des übernächsten Abschnittes d.

c. Die Richtung der Bruchsysteme:

Aus der Betrachtung unserer geologischen und tektonischen Kartenskizzen geht hervor, daß sich die Klüfte und die Verwerfungen zwanglos in eine Anzahl von Systemen mit gleichen Streichrichtungen einordnen lassen:

I. Hauptsystem NW—SE (apenninisches System von DEMANGEOT)

II. Hauptsystem SW—NE (transversales System von DEMANGEOT)

I. Nebensystem N—S (meridianes System von DEMANGEOT)

II. Nebensystem W—E (zum Teil abruzzesisches System von DEMANGEOT oder transversales System von BENEJO)

III. Nebensystem WNW—ESE (abruzzesisches System von DEMANGEOT)

I. Untergeordnetes System WSW—ENE

II. Untergeordnetes System NNW—SSE

III. Untergeordnetes System NNE—SSW

Dieses Schema weicht etwas von einem früher publizierten (BALLY, 29) ab, doch scheint es uns die Bedeutung der einzelnen Systeme besser zu bewerten.

Die regionale Rolle der verschiedenen Systeme geht aus ihrer in Klammern beige-fügten Bezeichnung eindeutig hervor, während später noch gezeigt werden soll, wie sich diese in übergeordnete Systeme kontinentalen Ausmasses einfügen (Lineamenttektonik usw.). (Vergl. S. 202 ff.).

d. Die räumliche Stellung der Verwerfungsflächen:

Bei der Behandlung der räumlichen Stellung von Verwerfungsflächen sollen die oft sehr breiten Verwerfungszonen vereinfacht als einzige Verwerfungsfläche betrachtet werden. (Vergl. BENEIO, 43, 49).

Wie schon bemerkt, kann einzelnen Messungen an auffallenden Verwerfungs-Harnischflächen nur ein sehr beschränkter Wert beigemessen werden, da die Einzelflächen oft ganz widersinnig zur allgemeinen Streichrichtung der Verwerfung verlaufen; außerdem brauchen lokal beobachtbare Neigungswinkel der Verwerfungsfläche in unserem Gebiet sich keineswegs mit der räumlichen Gesamtstellung der betreffenden Verwerfungszone zu decken. Für das mechanische Verständnis der Tektogenese unseres Gebietes ist es aber dennoch dringend nötig, nicht nur das leichter zu ermittelnde allgemeine Streichen der Systeme, sondern auch das generelle Einfallen der Verwerfungs-zonen (nicht der Einzelflächen!) genauer zu erfassen, worüber uns das Studium der Intersektionen, in welchen sich die Ausbiße der Gesamtverwerfungs-zonen mit der Topographie verschneiden, die einzigen und besten Aufschlüsse geben kann, solange keine oder nur wenige Bohrresultate vorliegen.

Allgemein kann nun, sowohl in unserem Untersuchungsgebiet, wie in den anderen Teilen der Abruzzen, festgestellt werden, daß die Ausbißlinien der Störungszonen in den meisten Fällen ziemlich geradlinig verlaufen, ohne viel Rücksicht weder auf die Klein- noch auf die Groß-Formen der von ihnen durchschnittenen topographischen Oberfläche zu nehmen. Es fehlt also in den meisten Fällen offensichtlich ein diesen Formen entsprechendes Ein- und Ausbiegen der Ausbißlinien im Kartengrundriß, wie es sich bei dem großen topographischen Relief des Untersuchungsgebietes im Falle relativ flacher Einfallswinkel der Störungszonen einstellen müßte. Bereits bei Winkeln unter 70° müßte ein dem starken Relief entsprechendes Hin- und Herpendeln der Ausbißlinien im Kartengrundriß unserer Karte 1:50 000 unbedingt festzustellen sein. Es kann dies nur bedeuten, daß weitaus die meisten Störungen, in allen von uns unterschiedenen Systemen, nahezu senkrecht stehen, d. h. höchstens mit Winkeln bis herunter zu 70°, extrem vielleicht bis zu 65°, einfallen.

Im Widerspruch nun zu dieser Tatsache steht die Darstellung des Morronequerschnitts, die von BENEIO in vielen Publikationen gegeben wurde, und die MIGLIORINI (471) seiner Theorie über die «cunei composti» zu Grunde legt.

Die Durchbruchsschlucht des Pescara durch das N-Ende des Morrone stellt den tiefsten und vollständigsten Gebirgsdurchschnitt dar, in diesem Durchschnitt vor allem müßte die räumliche Lage der Bruchflächen durch entsprechenden Intersektionsverlauf deutlich erkennbar sein. Diese Gegend ist deshalb, auch in Bezug auf die Interpretation

der tektonischen Lage und Bedeutung der Bruchsysteme, als Schlüsselgebiet anzusehen. Von ihr ausgehend wurden die Profile von BENEIO und die weittragenden Theorien von MIGLIORINI über die randlichen Aufschiebungen und den inneren Bau der Kalkmassive aufgestellt. Um diese Verhältnisse im Detail erläutern zu können, wurde die Tafel IX zusammengestellt.

Dort ist ersichtlich, daß der eigentliche Kontakt zwischen den Kreidekalken und dem östlich vorgelagerten Jungtertiär beidseits des Ausganges der Schlucht auf beträchtlichen Abstand unter sehr mächtigen Gehängeschuttmassen verborgen ist, so daß keine Möglichkeit besteht, die hier durchziehenden Störungen direkt zu beobachten und zu messen. Niemand wird aber daran zweifeln, daß es zur Erklärung der Situation durchaus notwendig ist, unter dieser Schuttbedeckung austreichende bedeutende Verwerfungsstörungen anzunehmen; Auffassungsdifferenzen können nur bestehen hinsichtlich der Anzahl und des räumlichen Verlaufs der Störungen, welche hier zur völligen Erklärung der Situation notwendigerweise angenommen werden müssen.

Drei verschiedene Interpretationen sind möglich, von denen aber die beiden ersten unserer Ansicht nach wegen ihrer weiteren Konsequenzen wenig wahrscheinlich sind.

1. BENEIO nimmt unter dem Schutt eine flach westlich gegen das Gebirge einfallende Störungsfläche an, an welcher der Morrone also gegen E auf das Jungtertiär aufgeschoben worden sei. Die Anwesenheit einer, in seiner Karte als rote Linie durch das Schutzgebiet hindurchziehenden, Aufschiebungsfläche wird angenommen, weil die Front der Kalkwände an der Südflanke des Taleinschnittes des Pescara tatsächlich um ca. 1 km nach Westen zurückspringt. Dies wird gedeutet als Intersektion einer flach gegen W einfallenden Störungsfläche, deren Einfallen nach einer Konstruktion, welche wir nach den Daten BENEIO's ausgeführt haben, etwa 35° gegen SW betragen müßte. Innerhalb des engeren Bereiches des Taleinschnittes am Ausgang der Pescara Schlucht ergäbe eine so stehende Aufschiebungsfläche tatsächlich ungefähr den entsprechenden Verlauf des Kalkrandes (notabene an seiner Grenze gegen den Schutt!). Es entstehen aber sofort wesentliche Widersprüche mit den tatsächlichen Verhältnissen, sobald man versucht den weiteren Verlauf der Ausbisslinie einer derartigen flachen Aufschiebungsfläche gegen S und N zu konstruieren. Nach BENEIO greift die Ausbisslinie seiner Aufschiebungsfläche in der Gebirgslücke von Roccatagliata tief gegen das Tal von Bussi herunter, um dann wieder gegen E emporzusteigen und den östlichen Aufschiebungsrand des Monte Picca oberhalb Pescosansonesco zu bilden. Nach dieser Konstruktion müßte aber die weitere nördliche Verlängerung einer mit 35° gegen SW einfallenden Aufschiebungsfläche, wie sie zur Erklärung der lokalen Verhältnisse unmittelbar links und rechts des Pescara zunächst einmal angenommen werden könnte, durchaus anders verlaufen, als von BENEIO gezeichnet worden ist. Auch wenn man den kleinen Maßstab der Karte (1:100 000) in Betracht zieht und berücksichtigt, daß eine solche Aufschiebungsfläche noch eine gewisse Verbiegung im Streichen erleiden könnte, kommt man gleichwohl zur Ueberzeugung, daß die Annahme einer solchen, wohl zufällig, den einspringenden Verlauf des Kalkrandes gegen den Schutt im lokalen Bereich des Pescara einschnittes als Intersektion richtig wiedergeben würde, daß aber der weitere Verlauf des östlichen Randes des Kalkgebirges dem geometrischen Bild einer solchen Aufschiebung durchaus nicht entspricht.

Aehnliches ergibt sich auch aus den Verhältnissen im S der Ausmündung des Pescaradurchbruches, wo die Helvétien-Burdigalien-Kalke samt auflagerndem Jungmiozän dermassen aus dem östlichen Vorland auf den Ostabfall des Kalkmassives transgressiv

übergreifen, daß hier unmöglich eine bedeutende, flach gegen SW geneigte Aufschiebungsfläche hindurchziehen kann.

2. Eine andere Interpretationsmöglichkeit bestände darin, am Ausgang der Schlucht einen einheitlichen, durchlaufenden, steilen, aber völlig dem Verlaufe des östlichen Randes des Kalkmassives sich anschmiegenden, also im Streichen sehr stark verbogenen Bruch anzunehmen; eine Lösung, die uns, angesichts der Tatsache, daß im Uebrigen die festgestellten Bruchstörungen alle nahe zu geradlinig und ohne solche außergewöhnliche Streichverbiegungen verlaufen, sehr unwahrscheinlich vorkommt.

3. Neben diesen zwei Interpretationsmöglichkeiten erscheint dagegen eine dritte viel einleuchtender und mit den Verhältnissen besser übereinzustimmen, nämlich die Erklärung der Verhältnisse am Ausgang der Pescaraschlucht aus der Ueberkreuzung mehrerer steilstehender Störungen. Vor allem ist eine bedeutende E—W verlaufende Störung anzunehmen, welche gerade im Schluchtboden verläuft und welcher entlang die Schlucht angelegt worden ist. Die Verlängerung dieser Störung wird zudem westlich der Einmündung des Tales von Bussi, wo sie aus der Schlucht gegen W ins Gebirge emporläuft, mit voller Deutlichkeit sichtbar, indem dort Mio-Pliozän gegen die Kreide an eben dieser «Fläche» verstellt ist. Diese vertikale Störung durchkreuzt und verstellt ebenfalls normal steilstehende Verwerfungsflächen des apenninischen Systems, welche die Kalkmassen sowohl N als S der Schlucht von Pescara gegen das östliche vorliegende Jungtertiärgebiet begrenzen.

Es besteht somit keine zwingende Notwendigkeit, in dem Schlüsselgebiet der Pescaraschlucht auf die Anwesenheit einer flachen Aufschiebung zu schließen, im Gegenteil führt diese Annahme zu Widersprüchen, während die soeben gegebene dritte Erklärung den Verhältnissen gerecht wird.

Da auch im tiefsten Talaufschluß des Gebietes eine flache Aufschiebung nicht zwingend nachgewiesen werden kann, sind wir allgemein der Meinung, daß flachliegende Aufschiebungen am Rand und innerhalb der Kalkmassive unseres Gebietes nicht auftreten; was natürlich nicht bedeuten soll, daß wir an sich ihre Existenz in den Abruzzen ablehnen. Kann man doch im etwas weiter nördlich gelegenen Gran'Sasso-Massiv eine prachtvolle flachliegende Aufschiebung in der Kette des Monte Prena—Monte Camicia beobachten; die durch eine deutliche Schleppung der Schichten gekennzeichnet ist. Diese Aufschiebung geht allerdings schon südlich des Monte Camicia wieder in eine steilere Stellung über, so daß man hier wiederum von einer eigentlichen Schraubenverwerfung sprechen kann. (Vergl. Tafel XII, Abbildung 15, 16 und DEMANGEOT, 229 und FABIANI, 282, wo in einem, teilweise nach einer von uns angefertigten Skizze gezeichneten Profil fast deckenartige Ueberschiebungen im Gebiet des Monte Camicia dargestellt sind).

e. Geometrisch-räumliches Bild der Bruchtektonik der Kalkmassive:

Nachdem allgemein die Detailscheinungen an den Bruchflächen und ihre räumlichen Stellungen mit und ohne Gruppierung zu Systemen behandelt sind, wenden wir uns dem geometrisch-räumlichen Bild der Bruchschollentektonik zu, wie es durch die zahlreichen Brüche zu Stande kommt.

Brüche, die sich schon durch die oben besprochenen mechanischen Erscheinungen als Störung I. Ordnung erweisen, gehören nach ihrer Streichrichtung meistens dem I. Hauptsystem an und streichen also SE—NW. Durch sie wird das Gebiet der Kalkmassive in eine Anzahl Hauptschollen aufgespalten. Der innere Bau dieser tektoni-

schen GröÙeinheiten, wie Montagna del Morrone, Montagna della Maiella, Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico, die durch Bruchzonen II. Ordnung weiterhin in eine Anzahl von Untereinheiten gegliedert werden, soll unten noch der Reihe nach und im Zusammenhang besprochen werden.

Hier seien zunächst noch einige allgemeine Erscheinungen der Bruchschollen-Tektonik erwähnt, welche die Verstellungen an den Brüchen des I. Hauptsystems, d. h. hier des SE—NW-Systems betreffen. Diese Brüche I. Ordnung spalten die eben genannten tektonischen Haupteinheiten der Länge nach in mehr oder weniger schmale Längsstreifen, die im Verhältnis zu den benachbarten Streifen bald horstartig hervorragen, bald grabenartig zwischen denselben versenkt sind, bald Stufen in einer an- oder absteigenden Bruststufentreppe bilden.

Besonders schmale, von Verwerfungen beidseitig begrenzte Blöcke erscheinen in der von uns als «Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico» bezeichneten Zone. Sie erscheinen als durchwegs steil gegen NE aufgeschobene eigentliche Schuppen. Der strukturell umgekehrte Fall liegt in den schmalen, langgezogenen Gräben vor, die wir vor allem in der südlichen Maiella feststellen konnten und die sehr an die von GLANGEAUD (326) als «pincées» bezeichneten, schmalen Gräben des Jura erinnern.

Wie hat man sich aber die Form der größeren und breiteren, beidseitig von SE—NW streichenden Verwerfungen begrenzten Bruchblöcke des Morrone, des Monte Porrara und der Maiella vorzustellen? Es wurde von zahlreichen Autoren festgestellt, daß sie auf ihrer einen Seite meist von normalen Verwerfungen (Abschiebungsverwerfungen), auf ihrer anderen Seite von widersinnigen Verwerfungen (Aufschiebungsflächen) begrenzt sind, und daß die normalen Verwerfungen der einen Seite meist von intensiver tektonischer Brekzienbildung begleitet sind. Grosso modo ist diese Regel richtig, doch geht aus den beiliegenden Profilen, in welchen die Lage der Brüche, nach Möglichkeit unter Berücksichtigung der Intersektionsverhältnisse, eingetragen worden ist, deutlich genug hervor, daß es sich hier keineswegs um ein durchgehend gültiges Gesetz handelt.

In diesem Zusammenhang müssen wir näher auf die in neuester Zeit veröffentlichten Publikationen von MIGLIORINI (471, 474) eingehen. Nach der Auffassung dieses Autors soll ein jeder der horstartigen Gebirgszüge des zentralen Apennins durch fächerförmig gestellte, d. h. nach der Tiefe hin konvergierende Längsbruchflächen regelmäßig in eine Serie schmalere, nach der Tiefe zu keilförmig begrenzter Blöcke aufgeteilt sein. Das gesamte, fächerförmige Büschel dieser Einzelkeile gruppiert sich zu einem «Gesamtkeil». Diese zusammengesetzten tektonischen Keile bezeichnet MIGLIORINI mit dem Ausdruck «cuneo composto» oder «composite wedge». Mit der geometrisch-tektonischen Vorstellung eines «cuneo composto» soll somit die tektonische Innenstruktur der Einzelketten der Abruzzen am besten geometrisch beschrieben und auch mechanisch-genetisch erklärt werden können. Im Gesamtquerprofil des zentralen Apennins sollen eine größere Anzahl, jeweilen den orographischen Ketten entsprechende «cunei composti» aufeinanderfolgen, während zwischen den nach unten divergierenden Randbrüchen benachbarter «cunei composti» grabenartige Streifen, die teilweise den bekannten Becken, Typus Sulmona, Aquila usw., teilweise den auffallenden Längstälern Typus Valle Roveto oder Depression von Caramanico entsprechen, tief versenkt sind. In Bezug auf das Einfallen der Bruchflächen würden also hier gerade umgekehrte Verhältnisse herrschen wie in anderen Horst- und Grabengebieten, z. B. dem Rheintalgraben, wo, nach den bekannten Profilen zu schließen, die Randbrüche des Grabens gegen diesen zu einfallen.

Als Prototyp des *cuneo composto* wird nun von MIGLIORINI die Montagna del Morrone gewählt und zwar wird hier diese Auffassung in erster Linie auf das Profil von BENEÓ (43, 49) basiert, das wir oben gerade aus diesem Grunde so eingehend diskutiert haben, weil es die Unterlage der weittragenden tektonischen Hypothesen von MIGLIORINI gewesen ist. Hier, wie auch an zahlreichen anderen Orten des zentralen Apennins, sind, wie bereits erwähnt, normale Verwerfungen an der inneren (West) Seite und widersinnige Verwerfungen (Aufschiebungen) an der äußeren (Ost) Seite der Längsbruchschollen kennzeichnende Merkmale, so daß der Morrone gewissermaßen gegen Nordosten überlehnt. Außerdem sind Bruchspiegel und Brekzienbildung an der normalen Innenseite häufig. Bis zu diesem Punkt decken sich unsere Beobachtungen vollkommen mit denjenigen BENEÓ's und MIGLIORINI's. Weiter stellt MIGLIORINI aber fest:

«II. The less inclined fault limiting the highest component wedge has about 45° and consequently the inner (West) slope of the composite wedge is steeper than the outer (East)).

These features are common to all Apennine composite wedges. Such an arrangement is given by the expression

$$h = H \sin 2 \delta$$

where H is the maximum uplift of the composite wedge, the uplift of the component wedge considered, and the δ dip of its less inclined limiting fault» (MIGLIORINI, cit., 474). Der Autor betont, daß die oben erwähnte Formel auf empirischem Wege gewonnen wurde.

Die aus unseren Profilen und der Zeichnung der Tafel IX hervorgehende Darstellung des Nordendes der Montagna del Morrone ergibt nun aber eindeutig, daß irgendeine Regelmäßigkeit in der Zunahme oder Abnahme der Steilstellung der Verwerfungsflächen (= Verwerfungszonen) nicht zu erkennen ist, während wir andererseits zugeben, daß sicherlich eine Aufschiebung des Gesamtblockes gegen NE vorliegt. Es wurde oben schon erörtert, warum die von BENEÓ erstmals in Profilen dargestellte und von MIGLIORINI übernommene, flache Aufschiebung am NE-Rand des Morrone eine uns unwahrscheinlich erscheinende Interpretation der beobachtbaren Intersektionsverhältnisse darstellt. Wir erachten deshalb den Morrone als ein sehr ungünstiges Beispiel für den Nachweis eines typischen Baustils von «*cuneo composto*». Auf die von MIGLIORINI nun aus dem Postulat der «*cunei composti*» nochmals wiederum abgeleiteten «orogenetischen Rutschungen» und auf die Rolle, die er den isostatischen Verhältnissen zuschreibt, soll nicht näher eingegangen werden, da sie unsere lokale Studie kaum betreffen.

An und für sich sind in jedem Gebiet mit Horst- und Grabentektonik, d. h. mit einer betonten Bruchtektonik und mit gegen oben oder unten zu konvergierenden Bruchflächen «*cunei composti*» festzustellen. Diese erscheinen bald im Querschnitt des Horsts, bald in demjenigen des Grabens, mit andern Worten konvergieren die Bruchflächen, die die Einzelkeile des «*cuneo composto*» begrenzen, gegen die tiefen Teile des Horstes (Typus Morrone) oder gegen den Untergrund des Grabens (Typus Rheintalgraben, vergl. Profile in CLOOS (175, 176). Insofern hat also MIGLIORINI wohl kaum einen neuen tektonischen Stil nachweisen können, doch stellt die mathematisch-theoretische Behandlung tektonischer Probleme und ihre Rückbeziehung auf die in der Natur vorliegenden Verhältnisse, wie sie MIGLIORINI in seinen ausgedehnten Studien ausgeführt hat, an sich gewiß eine originelle und für den Apennin neuartige Behandlung tektonischer Probleme dar.

Die Bedeutung der Schichtstellung (meist isoklinal) innerhalb der einzelnen Verwerfungsblöcke, sowie die Beschreibung der Aufwölbungen innerhalb der einzelnen Kalkmassive, sollen im Rahmen der gesamttektonischen Beschreibung behandelt werden.

Ebenfalls sollen, wie schon gesagt, die mechanische Beurteilung der soeben beschriebenen Erscheinungen im Kapitel E, 2 (S. 203) in einem weiteren Rahmen zur Sprache kommen.

C. Zur Tektonik der argille scagliose-Zone

Allgemeines: Beim Betrachten unserer Kartenskizze könnte man ohne eingehende Kenntnis der topographischen Karte zunächst meinen, die im Einzugsgebiet des Aventinotales so auffällige schollenartige Verteilung der jüngeren Formationen über die älteren argille scagliose sei rein topographisch bedingt, die Relikte der Torrettaserie und des Mio-Pliozäns befänden sich also ausschließlich auf den höchsten Punkten der Gegend und seien so als Erosionsreste einer vor der Ausbildung des morphologischen Reliefs kontinuierlichen Sedimentschicht aufzufassen. In Wirklichkeit ist dem keineswegs so und ist die fetzenartige Verteilung der die argille scagliose ursprünglich stratigraphisch überlagernden, jüngeren Serien, deren Schollen sowohl in morphologischen Depressionen, als auch auf den höchsten Punkten der Zone auftreten, tatsächlich nur durch eine tektonische Vermengung und Verfaltung der jüngeren Formationen mit der älteren Unterlage der argille scagliose zu erklären. Diese tektonischen Prozesse ermöglichten, daß Relikte jüngerer Serien (Torrettaserie und Mio-Pliozän), heute sowohl in morphologischen Depressionen, als auch auf den höchsten Erhebungen der Zone auftreten.

Im tektonischen Gesamtbild lassen sich die folgenden, stockwerkartig übereinander gelagerten, tektonischen Grundelemente unterscheiden.

a. Die plastischen Serien der argille scagliose, mit der sich steifer verhaltenden, eingeschalteten Serie von Taranta und einigen isolierten Brekzienbänken: Oberkreide — Unt. Oligozän.

b. Die passiv mitverformte, tektonisch sich steif verhaltende Torrettaserie.

c. Die etwas leichter verformbare Serie des Mio-Pliozäns mit Sandsteinen, Brekzien und Gypsmassen.

Das tragende und zugleich aktive Element der lokalen Tektonik ist sicherlich die Einheit der argille scagliose. Die Natur der Tone, vor allem ihre leichte Quellbarkeit und vielleicht auch ihr Salzgehalt, bedingt eine spezifische Tontektonik oder noch enger gefaßt eine spezielle «argille scagliose-Tektonik», die allerdings aber wegen der Beschaffenheit des Materials im Terrain nur schwer zu verfolgen ist. Die argille scagliose fallen natürlich ständig der Verwitterung anheim, so daß nur ganz selten frische Aufschlüsse erkennbar sind. Die Grenzen zwischen ihnen und der Torrettaserie sind nirgends aufgeschlossen. Auch das Verhältnis zu den Formationen des Mio-Pliozäns ist schlecht zu erkennen. Somit können die eigentlichen Strukturen in den argille scagliose nur durch die Intersektionsbilder interpolierter Formationsgrenzen, und dann auch nur weitgehend intuitiv, erfaßt werden; die folgende Interpretation ist deshalb rein subjektiv, wird aber doch durch die stratigraphischen Verhältnisse einigermaßen bestätigt.

1. Die Injektionen der argille scagliose

Diese dringen zwischen die einzelnen Lagen der höheren Schichten der Torrettaserie ein und treiben dort ganze Schichtpakete auseinander. Im Kleinen konnte man diese Erscheinung besonders gut an einem frischen Straßenanriß bei Palombarò (Skizze 7, Tafel XIII) beobachten. Im großen muß die Situation ganz ähnlich sein, da die Torrettaserie an vielen Orten höchst fragmentarisch auftritt. So bleibt z. B. die normale Folge Torrettaserie-Mio-Pliozän einzig in dem Gebiet der Mulde von Torretta gewahrt.

2. Diapir-ähnliche Strukturen der argille scagliose

Ein mehr oder weniger vertikales scheinbar aktives Aufdringen der Tone ist auch erkennbar. In kleinstem Maßstab scheinen sich analoge Bewegungen bis heute fortzusetzen. So treten im Frühling stets kleine «Schlamm-Eruptionen» auf, indem die Tone der argille scagliose lokal quellen und sich in die Höhe heben, um schließlich in einem gewissen Moment seitlich abzufließen und so die Felder der Gegend zu bedecken. Diese Erscheinung kann bedeutende Ausmaße annehmen.

3. Ausquetschung der argille scagliose wegen zu starker Belastung darüberliegender Sedimentserien

Es scheint, daß die Gesteine der Torrettaserie und des Mio-Pliozäns, die darunterliegenden argille scagliose übermäßig belastet haben, so daß diese an gewissen Stellen hinaufgequetscht wurden und so eine Pseudo-Diapirstruktur erzeugten (siehe Profil 12, Colle Sta Riparata und Abschnitt 6, Seite 200).

4. Verwerfungen in den argille scagliose

Die Analyse der Karte ergibt zahllose linear verlaufende, topographische Elemente, wie Täler, steile Flanken von Hügelzügen usw. Sie sind auf unserer Kartenskizze gestrichelt angegeben. Alle diese Elemente weisen dieselben Streichrichtungen auf wie die verschiedenen Bruchsysteme der Maiella und des Morrone, wobei das NE streichende System dominiert, aber auch die NW-, WE- und NS-Systeme vertreten sind. Ein ähnliches Phänomen kann, wie später erwähnt werden soll, im Bereich der mio-pliozänen, und der pliozänen Sedimente beobachtet werden. Die Umgrenzungslinien zahlreicher Schollen der Torrettaserie in der Karte weisen ebenfalls ähnliche Richtungen auf.

Es ist naheliegend, hierfür Brüche verantwortlich zu machen, eine Begründung dieser Auffassung kann jedoch nicht gegeben werden, da die eigentlichen Brüche ja nicht sichtbar zu Tage treten. Es scheint nämlich, als ob Brüche von im Untergrund vorhandenen Bruchschollen-Strukturen durch größere Mächtigkeiten aufliegender Ton- und Mergelkomplexe verwischt würden. Wahrscheinlich lösen sich auch große Brüche beim Eintreten in diese Komplexe in zahllose kleinere auf und werden geringe Sprunghöhen im Ton-Mergelverband durch lokale Schleppungen überbrückt. Wir stellen uns vor, daß die über solche verdeckte Bruchstufen des Untergrundes gelagerten Tone während der Ausbildung des morphologischen Reliefs sich in einem ständigen Spannungszustand befanden, der starke Erosion längs diesen Zonen zur Folge hatte, wodurch im Untergrund verborgene Brüche schließlich doch noch im Oberflächenrelief zur Geltung kamen. So werden einerseits lineare Charakterzüge der Topographie erklärt und wird andererseits ein Hinweis auf gewisse Bauzüge des tieferen Untergrundes gegeben. Zu-

sätzlich zeigt sich, daß die darüberliegende Torrettaserie selber von zahlreichen Brüchen durchsetzt wird. Besonders gut sichtbar sind diese am rechten Ufer des F. Aventino oberhalb der Regione Tufo ca. 2,5 km SW Casoli. Die Tatsache, daß Brüche im Untergrund sich durch den Mantel der argille scagliose hindurch noch bemerkbar machen, spricht für eine relativ geringe Mächtigkeit dieser Tonserie, so daß man vermutlich in nicht allzu großer Tiefe unter der heutigen topographischen Oberfläche auf die Unterlage dieser Formation stossen würde.

5. Aufschiebungen der argille scagliose und Verschuppungserscheinungen

Der sonderbare, auf der linken Talseite des Fosso Lajo gelegene argille scagliose-Streifen zeigt durch seine Intersektion mit der Topographie und in einigen Aufschlüssen deutlich, daß hier argille scagliose flach auf die mio-pliozänen Tone aufgeschoben sind.

Diese lokale Ueberschiebung ist über eine Distanz von wenigstens 200 m im Tal, das ca. 3 km N Casoli in den Fosso Lajo ausmündet, besonders gut zu verfolgen. Eine ähnliche, wenn auch wahrscheinlich viel steilere, Aufschuppung dürfte in der Regione degli Alberi, ca. 3 km NE Palena (siehe Profil 21) vorliegen, wo infolge tektonischer Repetition dreimal mio-pliozäne Brekzienbänke mit zwischen geschalteten argille scagliose-Streifen aufeinander liegen.

6. Schwimmende Schollen der jüngeren Serien

Obwohl sie wahrscheinlich ursprünglich eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentbedeckung der argille scagliose gebildet hatten, stellen die über den argille scagliose liegenden Gesteine der Torrettaserie und die Sedimente des Mio-Pliozäns heute keine zusammenhängende Einheit mehr dar. Die unter 2 und 3 angeführten Erscheinungen sind teilweise für eine Zerstückelung in unzusammenhängende Schollen verantwortlich. Der Ausgangspunkt für diese Zerteilung muß aber in tektonischen Bewegungen größeren Ausmaßes gesucht werden. Die einzelnen Schollen mußten sich stabilisieren, wobei sie sich vielleicht wie Eisberge im Wasser verhalten haben. Größere zusammenhängende Stücke zeigten eine Tendenz, horizontal liegen zu bleiben; kleinere, wenig mächtige Schichtpakete neigten dazu, sich subvertikal zu stellen, wobei beide in diesem Stabilisierungsprozeß noch durch die Verwerfungen im Untergrund und eventuell durch laterale Kompression weitgehend beeinflußt wurden.

Außerordentlich suggestiv für eine Erklärung der argille scagliose-Tektonik und ihr Verhalten zur Torrettaserie erscheint uns die Beschreibung der «mudlumps» des Mississippideltas von SHAW (689). Durch Ueberbelastung wegen Ablagerung größerer Sedimentmächtigkeiten werden dort weiche, diagenetisch nicht genügend verfestigte Tone an schwachen Stellen herausgepreßt und gleichzeitig die darüberliegenden Sedimente schiefgestellt. TRASK (785) spricht von einem «readjustement of unstable sediments due to imposed loads»; ähnliche Phänomene sind nach diesem Autor bei schlecht fundierten künstlichen Dammbauten zu beobachten. Zu unserem Vergleich ist nur zu sagen, daß die «mudlumps» relativ kleine Areale betreffen, während die argille scagliose doch ein regionales Phänomen darstellen, bei dem sich dieser Mechanismus während und nach der Ablagerung der Torrettaserie unendlich viele Male wiederholt haben muß.

Regionale Betrachtungen über tektonische Unterteilungen und den zeitlichen Verlauf tektonischer Bewegungen sollen auf ein abschließendes Kapitel (S. 225) verschoben werden. Hier sei aber schon darauf hingewiesen, daß die unter 1, 2 und 3 auf-

geführten Erscheinungen für die aktive Tektonik der argille scagliose verantwortlich gemacht werden müssen. Das Vorhandensein von Brüchen und lokalen Ueberschiebungen zeugt von einer übergeordneten Tektonik regionalen Ausmaßes, die wahrscheinlich auch die primäre Ursache für die Aktivierung der ganzen argille scagliose-Tektonik ist. Brüche zeigen Vertikalbewegungen der Erdkruste, Aufschiebungen und Ueberschiebungen eine laterale Kompression an. Nach unserer subjektiven Auffassung können sämtliche vermuteten Brüche als gegen Westen vergierende, steile Bruchaufschiebungen aufgefaßt werden. Die Intersektionen der an und für sich allerdings nicht gut kartierbaren Formationsgrenzen mit der Topographie lassen diese Interpretationen zu, sie paßt gut in den regionalen Rahmen. Gestützt wird unsere Auffassung durch die argille scagliose des Fosso Lajo und durch die Steilstellung vieler Schollen der jüngeren Formationen. Die Auffassung von BEHRMANN (34), der eine ausgesprochen westvergerende Schuppenzone postuliert und in seinen Profilen darstellt, scheint uns aber zu weit zu gehen. Auch können auf Grund unserer Bearbeitungen die tektonischen Auffassungen von SACCO (625, 635), PRINCIPI (575) und LIPPARINI (443) nicht mehr geteilt werden.

D. Tektonik der mio-pliozänen und quartären Zonen

Die Sedimente des Mio-Pliozäns als Gesamtkomplex verhalten sich — was nach ihrer lithologischen Natur klar verständlich ist — verhältnismäßig plastisch, so hier und da zu Schleppungen und Falten Anlaß gebend. Leider sind die Aufschlußverhältnisse so schlecht, daß wir eigentlich nur an einer Stelle, aber dort in prachtvoller Form, eine leicht überkippte, synklinale Umbiegung beobachten konnten (in einem Talabschnitt ca. 3 km NW Salle). Abgesehen von dieser Stelle muß die Tektonik mit Hilfe von Schichtmessungen und weiterhin weitgehend intuitiv erfaßt werden. Die großen Mächtigkeiten des Mio-Pliozäns an der E-Flanke der Maiella, bei konstant bleibendem, isoklinalem Einfallen, müssen auf zahlreiche lokale Aufschuppungen an Ueberschiebungsflächen zurückgeführt werden. Das Mio-Pliozän ist vermutlich aber auch von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt. Im sich allgemein plastisch verhaltenden Material sind diese aber wahrscheinlich meistens ausgelöscht (siehe S. 199) und nirgends mehr direkt als solche erkennbar. Daß sie aber dennoch vorhanden sein müssen, geht aus der linearen Richtung zahlreicher topographischer Elemente hervor. Diese «verdeckten» Verwerfungen wurden auf der Karte ebenfalls gestrichelt eingetragen. Auf Grund ihres Materials für eine Falten tektonik vorbestimmt, mußten sich die Sedimente des Mio-Pliozäns gewissermaßen der Bruchtektonik des unmittelbar darunterliegenden Untergrundes anpassen, so bald Falten, bald Aufschiebungen, bald reine Verwerfungen bildend. Die Sedimente des Mio-Pliozäns sind die jüngsten, die eine wesentliche laterale Zusammenstauchung erlitten haben.

Die darüberliegende Schichtserie des Pliozäns wurde lediglich von zahlreichen mehr oder weniger vertikal stehenden Verwerfungen zerschnitten. Interessant ist hier die Tatsache, daß diese in den Tonen des Pliozäns ebenso verdeckt bleiben wie in der Formation des Mio-Pliozäns und erst wieder in den Sandsteinen und Konglomeraten der Fazies von Turrivalignani deutlich erkennbar sind. Die Sedimente des Pleistozäns wurden offensichtlich auch noch von Brüchen beeinflusst; wo sie nicht von diesen zerschnitten wurden, reflektieren sie, vor allem im Gehängeschutt deutlich erkennbar, im Untergrund anwesende Verwerfungen. Zahlreiche solcher vermuteter Verwerfungen wurden auf der Karte eingezeichnet.

E. Zur Tektonik des Untersuchungsgebietes, allgemeine Fragen

1. Brüche und Lineamenttektonik

Auf S. 192 ff. wurde gezeigt, daß sich die verschiedenen Bruchsysteme auf wenige Richtungen beschränken. In den Studien anderer Autoren (BENEO, 43, 49, 50; SEGRE, 676, 679; DEMANGEOT, 227, 229; SCARSELLA, 652) wird darauf hingewiesen, daß die nämlichen Richtungen in den ganzen Abruzzen auftreten, wobei, ausgenommen im Gran'Sasso-Gebiet, das I. Hauptsystem (NW-SE) überherrscht. Man ist vielleicht zunächst geneigt, regionale Ursachen für diese Konstanz der Richtung zu suchen, erkennt jedoch bald, daß es sich um Richtungen von weit umfassender Bedeutung handelt. Unschwer erkennt man in ihnen Richtungen, die in Nordeuropa wie in Afrika, wie auch in Amerika auftreten, und die mit verschiedenen Lokalbezeichnungen belegt wurden. In Mitteleuropa pflegt man die nordwestliche Richtung die «hercynische» zu nennen, während in Afrika die gleiche Richtung als «erythräische» Richtung bezeichnet wird. In den Abruzzen entspricht die apenninische Richtung demselben System. Andererseits ist die nordöstliche Richtung mit der rheinischen Richtung Mitteleuropas und mit der somalischen Richtung Afrika's identisch. So werden verschiedene Bezeichnungen für die gleichen Systeme gebraucht, weshalb wir in dieser Arbeit lokale Bezeichnungen lieber vermeiden und solche durch die weit klarere Richtungsangabe ersetzen.

Ebenso ist feststellbar, daß an verschiedenen Orten einige der von uns ausgeschiedenen Systeme über andere dominieren können. So wird in SE-Sizilien unser untergeordnetes NNE—SSW-System III zum Hauptsystem, während z. B. in Kalifornien oder an der W-Seite des Bighorn-Basin dieselben NW—SE-Systeme wie in den Abruzzen dominieren (vergl. WILLIS, 837 und CLOOS, 175).

In diesem Zusammenhang erscheint die zusammenfassende und objektive Behandlung des gesamten Problems der «linear patterns» durch UMBGROVE (798) ganz besonders interessant. Der Ausdruck Lineament stammt nach diesem Autor von HOBBS (378); aber schon DAUBREE (215) und andere Geologen erkannten die Bedeutung dieser linearen Züge der Morphologie der Erde. In neuerer Zeit waren es besonders SIEBERG (693, 694), SEIDLITZ (681) und SONDER (719, 720), die wieder auf solche lineare Elemente aufmerksam machten. Schließlich geht aus der tektonischen Karte von STAUB (735) die eminente Bedeutung, die dieser Autor diesem tektonischen Grundmotiv zumißt, klar hervor.

In unserem Untersuchungsgebiet können wir die Feststellungen der oben zitierten Autoren nur bestätigen. Neben der schon erwähnten Konstanz der Richtung, ist die Bevorzugung weniger Hauptrichtungen auffallend. Nichts deutet auf eine Entstehung eines Systems während einer bestimmten geologischen Periode, im Gegenteil scheint es so, als ob die Brüche aller Richtungen gleichzeitig aktiv waren und periodisch reaktiviert wurden. Eine gewisse Bevorzugung einer bestimmten Richtung während einer entsprechenden Phase konnte von uns nicht festgestellt werden, sie liegt aber durchaus im Bereich des Möglichen. Wir vermuten weiterhin, daß Lineamente die Verteilung und Umriss der früheren Sedimentationsräume diktierten. Wenn unsere Fazieskärtchen diese Vermutung zu bestätigen scheinen, so liegt dies allerdings wohl eher an unserer subjektiven Interpretation der wenigen zur Verfügung stehenden Daten (Tafel VI).

Nach Feststellung des Tatbestandes suchen wir nach einer Erklärung für dieses, weltweit vorkommende, tektonische Leitmotiv. Wir finden in der Literatur die Meinung

vertreten, daß Lineamente entweder mit der Abkühlung und der Zusammenziehung der Erdkruste (LAPWORTH, 424 und HOBBS, 378), oder mit der anisotropen Zusammensetzung der Erdkruste (SONDER, 719) oder, nach der neuesten Erklärung, mit Polverlagerungen während der frühesten Jugendzeit der Erde (VENING MEINESZ, 805, 806) zusammenhängen könnten. Wir schließen uns der Ansicht UMBGROVE's an, der meint, daß keine der vielen vorgeschlagenen Lösungen befriedigend und daß das Problem bis heute noch nicht gelöst sei. Wahrscheinlich ist nur, daß auf der ganzen Erde die gleichen Bedingungen zur Bildung von Lineamenten führten und weiterhin noch, daß diese in der frühesten Zeit der Erdgeschichte entstanden sind.

Interessant sind weiterhin die Erwägungen, die STAUB (735) in seiner neuesten Arbeit in diesem Zusammenhang anführt. Auch dieser Autor bemerkt zunächst die dominierende Rolle des «erythräischen» Systems im Mittelmeergebiet, wobei weiter noch angedeutet wird, daß solche Bruchsysteme zur Bildung von Gräben führen, die als primäre Anlagen von eigentlichen Geosynklinalen aufgefaßt werden können. Im Einzelnen wird dann gezeigt, wie in Norditalien dasselbe Bruchsystem schon in der Permzeit aktiv war und später auf der «Porphyrlinie Recoaro-Bozen» mehrmals reaktiviert wurde.

2. Mechanismus und Bewegungsrichtung der tektonischen Deformation

Dieses Problem soll der gesamttektonischen Betrachtung vorweggenommen werden, da zuerst prinzipiell die Frage beantwortet werden muß, ob aus unseren Untersuchungen eines begrenzten Gebietes eine bestimmte Bewegungsrichtung oder gar die Intensität tektonischer Deformation überhaupt abgeleitet werden kann.

In unserem Untersuchungsgebiet erlaubt das Studium der oben beschriebenen, mehr oder weniger lokal auftretenden, tektonischen Phänomene (Brüche, Schichtstellungen, Aufschiebungen) nur in beschränktem Masse eine für das ganze Gebiet gemeinsame Bewegungsrichtung festzustellen. Ueblicherweise beschränkt man sich in der Geologie bei der Behandlung dieser tektonischen Frage auf die Alternative, ob entweder in erster Linie tangentielle oder zur Hauptsache vertikale Bewegungen vorliegen. Zweifellos stellt diese Alternative eine starke Vereinfachung dar, da ja sicherlich in Bezug auf die Erdoberfläche auch schräge Bewegungsrichtungen oder Komponenten derselben vorhanden sein können. Weiterhin ist ja in vielen Fällen, wo die oben erwähnte Alternative zugunsten der tangentiellen Bewegung entschieden wurde, die darauf folgende Frage, ob diese durch Kompression oder durch Zerrungsbewegungen verursacht sei, kaum zu beantworten.

Andererseits ist es wohl sicher, daß in einem Gebiet von der Größe unseres Untersuchungsgebietes die Tektogenese einem gemeinsamen Motiv und einem übergeordneten Bewegungsmechanismus gefolgt haben muß, doch ist gerade der letztere meistens schwer erkennbar, da die lokal feststellbaren Phänomene (Brüche usw.) meist nur auf sekundäre, dem oben erwähnten primären Bewegungsmechanismus untergeordnete Bewegungen zurückzuführen sind.

Aus diesen Gründen scheint es uns schwierig, allein von den Untersuchungen unseres Gebietes ausgehend, eine regionale, die gesamte Tektonik des Gebietes beherrschende Bewegungsrichtung oder gar eine durchgehende Vergenz der tektonischen Element nachzuweisen.

Es ist vielmehr Aufgabe großräumlicher tektonischer Studien diese Probleme einer Lösung entgegenzubringen. Solche Studien sind von zahlreichen Autoren (STAUB, 731—735; BEHRMANN, 34, 36; KOBEL, 400, 401; TEICHMÜLLER, 766; STILLE,

746 usw.) durchgeführt worden, die zu ebenso vielen verschiedenen Endresultaten kamen. Bewußt vermeiden wir hier die Einordnung unserer Ergebnisse in die eine oder andere Anschauung im Bestreben die Untersuchung eines begrenzten Gebietes unbeeinflusst von irgendwelchen Vorurteilen durchzuführen.

Selbstverständlich können in ein und demselben Gebiet zunächst vertikale, in einer späteren Phase tangentielle Bewegungen stattfinden, wobei beide lokal nur gewisse Blöcke (im Fall der Bruchtektonik) betreffen können. Schließlich können die verschiedenen tangentiellen und vertikalen Bewegungen in benachbarten Gebieten gleichzeitig auftreten, so daß wir in unserem Gebiet wohl vergeblich nach einem tektonischen Gesamtmotiv suchen werden. So erscheint die Montagna del Morrone—Monte Porrara-Zone (siehe Seite 209 ff.) in erster Linie an steilstehenden Bruchflächen in der Zeit vom Mio-Pliozän bis heute gegen Nordosten aufgeschoben zu sein. An der Nordostseite war ein Ausweichen gegen die tieferliegende Depression von Caramanico möglich, während die SE-Flanke den stärksten Druck auffangen mußte, was zur Zerrüttung mächtiger Gesteinskomplexe führte. Die ganze Bewegung verkippte die Schichten so, daß sie heute zum größten Teil isoklinal gegen NE fallen. Der Sachverhalt läßt auf eine vertikale Bewegung und eine anschließende tangentielle Bewegung schließen, wobei die letzte einen Schub von SW vermuten läßt; ob schließlich die normalen Brüche an der SW-Flanke des Morrone auf eine spätere Entspannung und Zerrungsphase, die zum Einbruch des Beckens von Sulmona führte, hinweisen (DEMANGEOT, 229), ist nicht sicher nachweisbar, kommt uns aber eher unwahrscheinlich vor.

Der gleiche, allerdings zeitlich später einsetzende Mechanismus führte zur Bildung der Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico.

Versuchen wir das Massiv der Maiella tektogenetisch zu erklären, so ist einerseits die stärkste Deformation an der Westflanke und andererseits eine sehr steilgestellte Ostflanke mit ausgesprochener Bruchbildung zu beachten. Zur Charakteristik der Maiella gehört die verhältnismäßige Seltenheit von Kakiritzonen und Aufschiebungserscheinungen. Betrachten wir die Profile, so scheint es wohl am wahrscheinlichsten, daß hier eine vertikale Bewegung des gesamten Blockes vorliegt, der vielleicht eine schwache antiklinale Aufwölbung vorausging, die später durch eine vertikale Bewegung noch stärker betont wurde.

Die Analyse der argille scagliose-Zone zeigte uns, daß diese nur schwach gegen Westen an die Maiella aufgeschoben wurde. Irgendwelche Anhaltspunkte für eine bestimmte Vergenz von Schuppenzonen, wie sie BEHRMANN (34) auf einer Skizze darstellt, sind nicht vorhanden. In diesem Zusammenhang kommt man neuerdings zur Feststellung, daß die weitgehend materialbedingte Stockwerk-Tektonik dieser Zone die eigentlichen Bewegungen des Untergrundes fast völlig verdeckt.

Zusammenfassend sei für unser Gebiet festgestellt, daß lokal sowohl vertikale, als auch tangentielle Bewegungen nachgewiesen werden können, wobei die letzteren in verschiedenen tektonischen Einheiten auf verschieden gerichtete Beanspruchung hinweisen. Im Gebiete der Maiella scheinen starke vertikale Hebungen die dominierende Rolle zu spielen.

Die intermediäre Stellung unseres Gebietes zwischen Gebieten mit reiner Horst- und Grabentektonik (Apulische Tafel, SE-Sizilien, Rheintalgraben usw.) und solchen mit stärkeren Aufschiebungen und Ueberschiebungen wird später noch näher erläutert werden, ebenso soll die Tektonik der argille scagliose noch vergleichend betrachtet werden. Doch scheint aus den obigen Ausführungen über die Bewegungsrichtungen und

den Deformationsmechanismus deutlich hervorzugehen, daß die Tektonik der einzelnen Einheiten des Untersuchungsgebietes durchaus individuell gestaltet ist, was in den später folgenden Kapiteln näher erläutert werden soll.

3. Scaglia-argille scagliose - Vulkanismus und das Verhältnis der argille scagliose-Zone zu den Kalkmassiven des Untersuchungsgebietes

In der Problemstellung dieser Arbeit trat als wichtigste Frage diejenige nach dem Zusammenhang der Kalkmassive der Maiella mit der argille scagliose Zone der Molise in den Vordergrund. Unsere Arbeit sollte ermitteln, ob Anhaltspunkte für einen faziellen Uebergang der einen Zone in die andere nachzuweisen seien, oder ob nicht eher ein Zusammenschub größeren Ausmasses zwei ursprünglich weiter voneinander entfernte Faziesräume auf tektonischem Weg zusammengebracht habe. Im Folgenden soll dargestellt werden, wie wir uns auf Grund unserer Untersuchungen die Lösung dieses fundamentalen Problems vorstellen. Es sei vorweggenommen, daß von den zwei möglichen Lösungen die stratigraphisch-fazielle der tektonischen Lösung vorgezogen wurde, weshalb wir wiederum zunächst auf stratigraphische Erwägungen zurückgreifen müssen.

Wenn wir für die argille scagliose ein kretazisch-eozänes-unteroligozänes Alter und zugleich eine stark vulkanisch beeinflusste Flachmeergenese postulieren, so sind auch die Beziehungen zu diskutieren zu den Sedimentationsverhältnissen, unter denen die in diesem Falle offenbar gleichaltrigen Absätze der Riff- und Scagliafazies (s. S. 73) abgelagert wurden; vor allem wären die Analogien und Differenzen zu untersuchen, die zwischen dem Ablagerungsmilieu der letzteren Fazies und derjenigen der argille scagliose bestanden haben. Die Ablagerungstiefen waren für beide Bildungen wohl ähnlich. Auch können ihre Unterschiede kaum auf verschiedene Distanz von einer hypothetischen Meeresküste zurückgeführt werden; denn unweit östlich jenseits der Molisezone erscheinen die Elemente der apulischen Tafel und des Gargano, die wiederum sich zur Kreide- und Eozänzeit faziell kaum von denen der Maiella unterschieden haben; auch hier sind Eozän und Oberkreide streckenweise als Riff-Komplexe, streckenweise in Scagliafazies entwickelt. Ferner scheinen, wenigstens im Gargano, ebenso wie an der Maiella wesentliche Sedimentationsunterbrüche zu fehlen, obwohl auch dort das Maestrichtien diskordant von Eozän überlagert wird. Es bleibt also nichts anderes übrig, als die den argille scagliose der Molise benachbarten Sedimentationsräume der Abruzzen im Westen und des Gargano im Osten faziell durch Zwischenschaltung der argille scagliose ineinander übergehen zu lassen. Diese Lösung wurde von CASSETTI (107) im Matese, von SACCO (624—627, 634, 635) für die ganze Molisezone und schließlich von BEHRMANN (34) und PRINCIPI (575) vorgeschlagen. Obschon die Beweisführung dieser Autoren nie völlig überzeugt, so werden doch viele Tatsachen angeführt, die für die gegebene Erklärung sprechen.

Im Gebiet unserer Untersuchungen sprechen folgende Tatsachen dafür:

1. Das Vorkommen von Rudistenblöcken in den argille scagliose.
2. Die kroidigen porösen Kalke (Oberkreide [?]), die wir als Einschlüsse der argille scagliose auffassen.
3. Die Andeutung einer Wechsellagerung von roten Tonen im Forotal bei Pretoro und im Valle Serviera. BEHRMANN (34) vermeinte ähnliche Verhältnisse bei Palena zu erkennen, was von uns aber nicht bestätigt werden konnte.

Noch seien die folgenden aus andern Gebieten stammenden Argumente angeführt: In SE-Sizilien konnte der Verfasser (28, 30) im Dirillotal 4 km südl. Licodia Eubea, in

einer analogen Situation, d. h. in einem Gebiet mit Scagliafazies der Oberkreide, das westlich unmittelbar an das Gebiet der argille scagliose Zentralsiziliens anschließt, eine ganz klare Wechsellagerung von roten Tonen — die von argille scagliose nicht zu unterscheiden waren — mit scaglia-Kalken beobachten.

PARONA (543) erwähnt in den Rudistenkalken der Monti d'Ocre eine Schicht mit argille scagliose.

Hingegen scheint die von CASSETTI (107) am Matese beobachtete und von SACCO (624) und BEHRMANN (34) zitierte Wechsellagerung von Kreide bzw. Eozänkalken mit eigentlichen argille scagliose uns nicht genug überzeugend zu sein. Bei einer genaueren Untersuchung dürfte es sich herausstellen, daß die argille scagliose des Matese nichts anderes sind als unser Mio-Pliozän und daß dieses sich auch dort gleich verhält wie in unserem Gebiet. Eine flüchtige Exkursion nach Roccamandolfi, bestätigte die Auffassung, die auf dem Blatt Isernia der Ufficio Geologico ausgeschiedenen «eozänen» argille scagliose könnten mit der Ton-Sandsteinformation des Mio-Pliozäns unserer Gegend lithologisch und stratigraphisch identifiziert werden.

Auf die Einschaltung von argille scagliose zwischen Kalken des Yprésien und dem Aquitanien im Gebiet von St. Angelo dei Lombardi wurde schon auf S. 42 hingewiesen.

Zahlreiche Gründe sprechen für einen lateralen Uebergang der Scagliakalke der Oberkreide, vielleicht auch der faziell gleichartigen Kalke des Eozäns und des Unter-Oligozäns, in die Fazies der argille scagliose. Daß die umbrische Scaglia rossa ein ähnlicher Uebergangstyp sei, haben LIPPARINI (439) und PRINCIPI (575) angedeutet.

Der ausschlaggebende genetische Unterschied zwischen scaglia und argille scagliose ist offenbar der, daß die letzteren intensiver vulkanisch beeinflusst worden sind. Ob die argille scagliose unmittelbar veränderte Ophiolite oder Tuffe darstellen oder ob ihre Entstehung nur mittelbar, — wegen veränderter chemischer Verhältnisse im Meeresswasser und damit verbundener CaCO_3 -auflösung und Tonanreicherung — die Folge vulkanischer Tätigkeit ist, bleibe vorläufig dahingestellt. Submarine Eruptionen waren wahrscheinlich oft von Eruptionen auf dem Festland begleitet, beide haben sicher auf die Zusammensetzung des Meerwassers großen Einfluß ausgeübt. In welchen Bereichen sich all diese Erscheinungen auswirken konnten, dies wurde in erster Linie von der submarinen Topographie vorgezeichnet. Die Gestaltung der letzteren dürfte letztenendes dafür ausschlaggebend gewesen sein, in welchen Bereichen Scagliamergel, in welchen benachbarten Bereichen dagegen argille scagliose zum Absatz kamen. Dabei dürfte nach allen schon p. 43/44 zusammengefaßten Argumenten als Absatzbereich der letzteren am ehesten eine Mulde der Flachsee in Frage kommen.

Um unsere Hypothese vulkanischer Tätigkeit zur Zeit der Entstehung der argille scagliose zu stützen, sei schließlich auf die gleichzeitigen Vorkommen basischer Gesteine hingewiesen. In erster Linie sei das von MERLA (467) erwähnte Ophiolitvorkommen bei Atessa, wenige Kilometer östlich unseres Gebietes, zitiert. BEHRMANN (34) erwähnt Serpentinlagen bei Lacedonia-Bisaccia, ca. 50 km südlich Foggia, und möchte sie mit den von QUITZOW (581) aus der Südbasilicata erwähnten Vorkommen in Zusammenhang bringen. QUITZOW beschreibt Vorkommen bei Cerchiara, bei Castrovillari, bei Mormanno und bei San Severino, alle in der südlichen Basilicata, die offenbar in die obere Kreide oder ins Eozän gestellt werden können. Bei Terranova di Pollino wurden Basalte und basaltische Brekzienlaven, offensichtlich in Verbindung mit Radiolariten festgestellt. Die stratigraphischen und tektonischen Angaben von QUITZOW erscheinen uns nicht absolut vertrauenswürdig, die Vorkommen sollten nochmals kontrolliert werden. Ueberhaupt könnte eine geologische Bearbeitung der Süd-

basilicata ein neues Licht auf die Probleme der argille scagliose der Molisezone werfen.

Bedeutend klarer erscheinen die Basalt-Konglomerate, die im Laufe einer Bohrung im Bradanotal an der Kreide-Eozängrenze gefunden wurden (INEICHEN, 382). In SE-Sizilien haben die Basalte ein eindeutiges Maestrictienalter. An der SE-Spitze bei Pachino erkennen wir die eigentlichen Basalte und weiter im Norden bei Licodia Eubea konnte der Verfasser (Lit. 28, 30) basaltische Trümmer in der Globotruncana-führenden scaglia finden. So ist also ein basischer Vulkanismus zur Oberkreide-Eozänwende erwiesen und eine genetische Verknüpfung der argille scagliose mit diesem einleuchtend. Weiterhin behaupten wir, daß die zahlreichen Kiesellagen und Knollen in den kretazischen und eozänen Sedimenten unserer Kalkmassive letzten Endes auf eine Kieselsäureanreicherung im Gefolge vulkanischer Prozesse zurückzuführen sind, da für kontinentale Herkunft derselben im relativ großen Areal der zentralitalienischen Riffschwelle kein Ursprungsgebiet gefunden werden kann (vergl. S. 75). Dies führt uns schließlich dazu, den zeitlichen, stratigraphischen Umfang der argille-scagliose-Ablagerung mit der vertikalen Verbreitung der Kieselknollen in der Serie der Kalkmassive in Korelation zu setzen und somit die argille scagliose der Molise als eine «Série compréhensive» der oberen Kreide, des Eozäns und des unteren Oligozäns aufzufassen. Diese auf den ersten Blick etwas überraschende Auffassung ist in dieser extremen Form jedenfalls wenigstens als zukünftige Arbeitshypothese verwendbar.

Wir gelangen somit zum Schluß, daß die argille scagliose unseres Untersuchungsgebietes primär schon den Riffkalken der Maiella eng benachbart waren und daß durch tektonische Bewegungen die beiden Sedimentationsräume nur um relativ geringe Beträge zusammengeschoben wurden, da, wie wir feststellen konnten, der «Faziesprung» von den Kalken der Maiella lithogenetisch gesehen bei weitem nicht so groß ist wie es die verschiedene Lithologie in beiden Zonen vermuten läßt.

In seiner letzten Arbeit hat sich auch STAUB (735) für die Möglichkeit einer weitgehenden Autochthonität des Faziesraums der Molisezone ausgesprochen und auf analoge Erscheinungen im bosnischen «Ophiolitgraben» hingewiesen, wobei er allerdings an der abyssalen Natur der Radiolaritsedimentation festhalten möchte und eher an ein rasches unvermitteltes Absinken von Schwellenzonen denkt, das in unserem Fall zur Bildung eines eigentlichen Molisegrabens geführt hätte, der nach STAUB noch als primäre Anlage des heute weiter östlich gelegenen Adria-Grabens aufzufassen wäre und heute ein wieder hochgehobenes Gebiet der ostitalienischen «Senke» darstelle.

Schließlich sei noch begründet, warum wir die Auffassung einer Allochthonität der argille scagliose der Molisezone nicht teilen. Gegen diese Auffassung sprechen: Das Fehlen von deckenartigen Strukturen im Untersuchungsgebiet, das Vorwiegen von vertikalen und subvertikalen Schichtstellungen im Gebiet der argille scagliose sowie die Tatsache, daß im Gebiet der Molise, trotz oft beträchtlich tiefen topographischen Einschnitten, nirgends der Untergrund einer eigentlichen «Molisedecke» oder «Moliserutschungsmasse» zum Vorschein kommt. Ferner seien noch folgende stratigraphische Erwägungen ausgeführt: Tatsächlich sieht man in der autochthonen Schichtreihe des Apennins nirgends irgendwelche Andeutung einer deckenartigen Ueberschiebung größeren Ausmasses, die sicherlich durch ausgesprochene Sedimentationslücken oder durch Konglomeratbildung gekennzeichnet wäre. Einzig die von LIPPARINI (439) vorgeschlagene Lösung einer deckenartigen Ueberschiebung zwischen oberem Miozän und eigentlichem Pliozän, käme noch in Frage, doch stößt man auch hier auf un-

überwindliche Hindernisse stratigraphischer Natur, da es nur schwer zu erklären wäre, wieso einerseits das Mio-Pliozän von argille scagliose überfahren würde und wieso es andererseits diese Formation überlagert hat und in derselben Gegend ungestört von Pliozän überdeckt wird.

Sollten die aufgezählten Argumente nicht genügend stichhaltig sein, so müßten die Vertreter der Allochthonität der argille scagliose außerdem noch das Problem des Herkunftsraums derselben lösen. Wenn nämlich die argille scagliose vom Osten, d. h. aus dem Raum der heutigen Adria, kämen, dann müßten sie doch das Massiv des Gargano und die apulische Tafel überfahren haben; es wäre dann höchst wahrscheinlich, daß in diesem Gebiet, bei einem pliozänen Alter der tektonischen Hauptphase, doch noch einige Erosionsreste dieser argille scagliose-Masse nachzuweisen wären, was aber nicht der Fall ist. Nimmt man hingegen eine Herkunft von Westen an, so wäre sicherlich die ganze zentral- und südapenninische Schwelle überfahren worden, auch dort müßten also noch Erosionsreste vorhanden sein. Tatsächlich wurde von BENE0 (51) darauf hingewiesen, daß in den Monti Lepini bei Rom argille scagliose die Rudistenkalke überlagern, doch scheinen uns jene Verhältnisse ungenügend abgeklärt, vor allem weil argille scagliose leicht mit den Tönen des Mio-Pliozäns verwechselt werden. Auch die Stellung anderer Vorkommen aus der Umgebung Roms, z. B. am Cap Circeo (BENE0 und TREVISAN, 57) und aus den Monti della Tolfa lassen durchaus verschiedene Interpretationen zu. Auf weitere Vergleiche unserer argille scagliose mit denen anderer Regionen Italiens wird in einem späteren Kapitel zurückgekommen.

F. Die Verteilung und Entwicklungsgeschichte der tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes

I. Die Ebene von Sulmona

Die geologische Geschichte dieses Beckens (Begrenzung siehe Tafel IV und VI), läßt sich vorläufig nur schwer rekonstruieren. Während der Kreidezeit lag diese Zone sicher im Bereich der Riffschwelle des labilen Schelfs (im Sinne von BUBNOFF in CLOOS, 175) der Abruzzen und war gleich starken Senkungen wie die benachbarte Montagna del Morrone unterworfen. Ob dann aber im Alttertiär die Ebene zugleich mit der Montagna del Morrone aus dem Meer herausgehoben wurde oder ob sie sich — allerdings mit weit schwächerer Senkung als die Maiella — noch weiter senkte, wissen wir nicht, da es uns, trotz den Veröffentlichungen PRINCIPI's (574), durchaus nicht abgeklärt scheint, ob an den westlichen Rändern des Beckens von Sulmona eozäne und oligozäne Sedimente abgelagert wurden. Vorläufig wollen wir annehmen, das Becken von Sulmona habe die schwache Hebung des Morrone mitgemacht, und sich dann im Helvétien erneut gesenkt (Heterosteginakalke, Pectenkalke). Die Senkung intensivierte sich im Mio-Pliozän, während die benachbarten Gebirge gleichzeitig in starker Masse emporgehoben wurden, so daß es zur Bildung eines intramontanen Beckens mit mariner-paralischer Sedimentation kam. Im Pliozän wurde dieses Becken mit der ganzen abruzzesischen Zone definitiv aus dem Meer emporgehoben, wobei das Gebiet des Beckens von Sulmona offenbar eine schwach subsidierende Tendenz beibehielt, was zur Bildung eines echten intramontanen Beckens mit kontinentaler Sedimentation führte, das einerseits, vor allem auf der NE-Seite, von steil gegen SW fallenden Brüchen begrenzt (Diskordanz an Brüchen), andererseits im Westen teilweise durch Brüche begrenzt war, aber ebenso auf schon vorhandene Strukturen transgre-

dierte (Winkeldiskordanz bei den Tongruben nördl. Popoli und an der Straße Vittorito—Raiano). Es liegen also hier Becken vor, die vielleicht mit den «fossés quaternaires d'effondrement» von Tunis (CASTANY, 123) gleichzustellen sind. Hier, wie in Tunis ist es wahrscheinlich, daß pliozäne und quartäre Senkungen stattgefunden haben. Es läßt sich nicht entscheiden, ob diese Senkung auf eine Zerrungsbewegung zurückzuführen ist oder ob man sie als Folge einer nach unten gerichteten Ausweichsbewegung im Gefolge der horizontal gerichteten Stauchung des Morronegebirges auffassen soll. Aus der stärker betonten Diskordanz der Quartärablagerungen an der E-Flanke des Gebietes läßt sich höchstens folgern, daß hier die Subsidenz stärker war und daß der gesamte Untergrund des Beckens von Sulmona auf gleiche Art wie der Morrone gegen NE verkippt wurde. Schließlich muß die Möglichkeit nicht außer Acht gelassen werden, daß nach der gesamthaften pliozänen Heraushebung das Becken von Sulmona sich stabil verhalten hat, während ausschließlich die umliegenden Ketten gehoben wurden. Eine Lösung dieser Probleme könnte man wahrscheinlich nur erhalten, wenn einmal eine genaue Gliederung der Quartärablagerungen vorliegt.

Mit dem jüngsten Quartär beginnt sich die Ebene von Sulmona neuerdings zu heben, was zum Einschneiden des Sagittariotales und zu der hieraus folgenden Modellierung der «Hochterrasse» des Beckens von Sulmona führt. Sicherlich ließen sich im Untergrund der Ebene von Sulmona weitere tektonische Subelemente ausscheiden, die ungenügende Erforschungen des Gesamtbeckens gestattet uns aber nur, eine Skizzierung der Tektogenese in großen Zügen zu geben.

2. Die Montagna del Morrone, die Hügel von Campo di Giove und des Monte Porrara

Die gemeinsame tektonische Geschichte dieser Elemente und ihr gleicher Baustil führen uns dazu, sie gemeinsam zu behandeln. Die Großeinheit ist im NE durch die Depression von Caramanico, im SE durch das Mio-Plioizän von Palena, im SW durch die benachbarten Ketten des Pizzalto sowie durch die Ebene von Sulmona abgegrenzt.

In der oberen Kreide befand sich die gesamte Zone im Hinterriffgebiet der Riffschwelle des labilen zentralitalienischen Schelfs. Das Gebiet war einer kräftigen Senkung unterworfen, mit der die Sedimentation flachmeerischer Hinterriffsedimente Hand in Hand ging. An der Kreide-Eozänwende wurde die gesamte Zone, wenn auch nur schwach, aus dem Meer emporgehoben. Diese Bewegung geschah längs, schon in der Oberkreide erkennbaren, vorgezeichneten Lineamenten. Der längliche Block des Morrone-Porrara wurde wahrscheinlich schon damals in zahlreiche längsgestreckte Streifen zerlegt. Die Bewegungsrichtung der noch schwachen tektonischen Hebung war wahrscheinlich vertikal, d. h. es kam zu einer typischen Horstbildung.

Im Eozän wurde das neu aus dem Meer herausgehobene Gebilde verschieden stark erodiert, und im oberen Lutétien kam es zu einer eigentlichen Transgression des Blockes des Morrone s. s. Es ist anzunehmen, daß im Oligozän die Hebung des Morrone gleichzeitig mit der Heraushebung der zentralen Maiella nur wenig intensiviert wurde, während im mittleren Miozän (Helvétien) Randpartien des Gesamtblocks des Morrone der Hebung nicht mehr folgen konnten und wiederum vom Meer bedeckt wurden, wo sie einer schwachen weiteren Senkung unterworfen waren. Im Mio-Plioizän hielt diese Tendenz zunächst an (Brekzien und Tone am Colle Affogato), um dann schließlich im Plioizän einer kräftigen Hochhebung des Massivs zu weichen. Schon im Unterpleistozän hat dasselbe infolgedessen die Ebene von Sulmona abgesperrt und darin einen See auf-

gestaut, und im Oberpleistozän trugen die obersten Partien des neugeformten Bergrückens bereits eine Vergletscherung. Man sieht also deutlich, daß die Haupthebungsphase der Morrone-Porrazzone in die eigentliche Pliozänzeit fällt, während eine Vorphase der Hebung, namentlich an der Kreide-Eozänwende, und eine andere schwächere vielleicht zu Beginn des Oligozäns eintrat. Die Bewegungsflächen waren durch Lineamente vorgezeichnet, es ist anzunehmen, daß die Bewegungsrichtung in den Vorphasen mehr oder weniger vertikal war, daß also eine echte Horstbildung vorlag, während in der Hauptphase eine ausgesprochen horizontale Bewegungskomponente mit Schubrichtung aus SW festzustellen ist.

Aus der Stellung der Schichten geht hervor, daß der Morrone allgemein gegen NE verkippt wurde, und daß deshalb alle Schichten fast isoklinal gegen NE fallen, was auf eine intensive Beanspruchung und Hochhebung der SW-Flanke des Morrone schließen läßt. Man könnte vielleicht zur Auffassung gelangen, der Morrone-Porrara sei der NE-Schenkel einer ehemaligen Antiklinale, deren SW-Schenkel in der Ebene von Sulmona begraben läge, doch liefern die Beziehungen zu den Randketten der Ebene von Sulmona keine sprechenden Andeutungen für ein solches Verhalten. Viel eher glauben wir, daß hier eine individuelle Verstellung verschiedener Bruchblöcke vorliegt.

Die einzelnen, im folgenden näher beschriebenen Subelemente machen die verschiedenen Bewegungsphasen verschieden intensiv mit. Es fällt auf, daß die einzelnen tektonischen Elemente sich durchaus mit den geomorphologisch unterschiedenen Zonen decken, was abermals das junge Alter der Bewegung bestätigt.

a. Block des Monte Roccatagliata:

Dieser nördlichste Block des Morrone ist vom eigentlichen Hauptgebirge durch die tief eingeschnittene Pescara Schlucht getrennt, in deren Talsohle wir eine WE verlaufende Verwerfung vermuten, die vor allem durch die starken Kakiritisierungserscheinungen und weiter durch die Grenze von Mio-Plio- und Kreide bei der Stazione di Bussi angedeutet ist. Weiter gegen Norden erkennt man, daß die unter-mittelpleistozänen Travertin- und Süßwasserbildungen des intramontanen Beckens von Capistrano über diesen Block transgredieren. Im NW erscheint die mit Mio-Plio- und Kreide ausgefüllte Depression von Roccatagliata, die auf beiden Seiten von mehr oder weniger vertikal stehenden Verwerfungen abgegrenzt ist. Die südliche Verwerfung ist am Fuß der Roccatagliata sichtbar. Der eigentliche Felsen der Roccatagliata hat sich an einer Verwerfungsfläche losgelöst und ist als versackter Zahn in den Sandsteinen des Mio-Plio- und Kreide stehen geblieben. Gegen Osten erscheint wiederum eine mehr oder weniger vertikal stehende, im einzelnen recht komplex gebaute Bruchzone.

Der ganze Verwerfungsblock als solcher ist von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten, von denen die wichtigsten auf unserer Karte eingezeichnet sind. Die Schichten — es handelt sich hier ausschließlich um kretazische Schichten, von denen das Cé- nomanien auf dem Gipfel des Monte Roccatagliata nachgewiesen wurde (siehe S. 90) —, fallen nicht einheitlich. Jedem einzelnen Verwerfungsblock scheint eine besondere Struktur zuzukommen. Aus der Aufrißskizze (Tafel X) geht aber hervor, daß ein gewisses axiales Gefälle gegen die Schlucht des Pescara vorhanden ist, das leider durch unsere Schichtmessungen nicht bestätigt werden konnte. Weiterhin fällt die starke Verfaltung der Schichten am Ausgang der Pescara Schlucht auf.

Es besteht wohl kein Zweifel, daß dieser Block die direkte Fortsetzung des Morroneblocks s. s. darstellt und daß sein östlicher Verwerfungslinienabfall der Trennung

zwischen Morroneblock s. s. und Monte della Grottablock entspricht. Nur der intensiv kakiritisierte SW-Teil, der oberhalb der Officine der Nobel-Werke von Bussi ansteht, ist vielleicht eine Fortsetzung des Monte Corvoblocks.

Die Tatsache, daß Cénomanien als oberste Schicht des Blocks erscheint, läßt auf eine stärkere Erosion in seinem Bereich schließen, weiter aber auch darauf, daß hier wohl nie Alttertiär oder Jungtertiär abgelagert wurde. Mit anderen Worten war dieser Block wahrscheinlich seit der Kreide-Eozänwende — vielleicht sogar schon früher — aus dem Meer hochgehoben und ständiger Erosion bloßgestellt. Schließlich wurde er dann postsarmat intensiv gegen E aufgeschoben.

b. Block des Colle Castiglione:

Im SE ist dieser Block durch die linear verlaufende obere Pescaraschlucht bei Popoli abgegrenzt; in deren Fortsetzung an der Punta del Colle, oberhalb der Nobel-Werke von Bussi läßt die Topographie und die starke Kakiritisierung eine Verwerfungszone zumuten. Somit erscheinen beide Teile der Pescaraschlucht durch Lineamente vorgezeichnet. Das Nordende des Blockes ist durch die, schon einmal erwähnte, stark tektonisch beanspruchte Zone oberhalb der Stazione di Bussi gegeben, während im Südwesten, wiederum eine starke Kakiritzone, die in der Fortsetzung der Zone der Ruine von Popoli liegt, den Block begrenzt. Im Nordwesten spielen Verwerfungen nur eine untergeordnete Rolle, dort scheint eher ein nur schwach gestörter isoklinaler Abfall gegen NW unter die Sedimente des Mio-Pliozäns vorzuliegen.

In den Querprofilen ist die sehr schwach geneigte Lagerung der Schichten eine Folge des schleifenden Schnittes der Profillinie zum allgemeinen Streichen der Schichten. In Wirklichkeit fallen die Schichten mit etwa 20° gegen NW.

Scheinbar sind hier die Schichten der Oberkreide noch vorhanden und vor allem tritt hier, was sehr wesentlich ist, das Helvétien direkt über diesen Schichten auf. Dieser Block wurde tektonisch weit weniger stark als die benachbarten Blöcke gehoben, was mit Deutlichkeit die Tendenz zur Senkung im Helvétien und die Abgrenzung zum Mio-Pliozän anzeigt, in dem nur lokal nachweisbare Brüche erscheinen. In einem gewissen Sinn müssen wir diesen Block, ähnlich wie die Hügel von Campo di Giove, als fixiertes Frühstadium des Morrone auffassen. Der Block des Colle Castiglione wie der des Monte Roccatagliata stellt also schon seit frühesten Zeiten eine Depressionszone zwischen den Hauptblöcken dar; eine Tatsache, die durch die Bildung der benachbarten Depression von Bussi-Roccatagliata noch stärker betont wird. Regionaltektonisch gesehen könnte man von einem «Ur-Pescaratal» sprechen. Warum allerdings die Pescaraschlucht gerade auf den schon genannten Lineamenten angelegt wurde und nicht in der Depression von Bussi-Roccatagliata ist heute nicht leicht verständlich. Die Entscheidung über die endgültige Lage der Schlucht wurde wahrscheinlich im Pliozän getroffen, zu welcher Zeit vielleicht morphologisch bereits eine relativ stärkere Depression längs den erwähnten Lineamenten vorhanden war, als in der Zone der Depression von Roccatagliata-Bussi. Ferner ist es möglich, daß selbst die schmale Schlucht von Popoli ursprünglich mit Mio-Pliozänsedimenten ausgefüllt war, die schließlich bis auf den Talboden ausgeräumt wurden. Das Problem wurde von DEMANGEOT (226) vom morphologischen Gesichtspunkt aus behandelt.

c. Block des Monte della Grotta:

Dieser Block weist einige Eigentümlichkeiten auf. An der SW-Seite ist er vom eigentlichen Morroneblock durch eine steilstehende Verwerfungszone getrennt, deren

Verlängerung, wie schon gesagt, gleichzeitig die E-Grenze des Monte Roccatagliata bildet. Diese Verwerfung trennt aber den Block des Monte della Grotta nicht vollständig vom Morroneblock, da im obersten Teil eine Schleppung der obersten Kreideschichten und der Heterosteginakalke des Helvétians zu sehen ist. Im NE ist der Block auch von einem SE-NW streichenden Bruch begrenzt, der seinerseits die Schichten der mittleren und unteren Kreide stark geschleppt hat (vergl. Tafel IX, X), während im Nordteil des Blocks die W-E streichende Verwerfung, die den Verlauf der unteren Pescaraschlucht diktiert hat, von den Schuttmassen bedeckt wird. Gegen SE zu ist eine Begrenzung des Blocks unmöglich, da hier die Schichten des Helvétians mehr oder weniger ungestört auf die obere Kreide dieses Blockes transgredieren. Im Kern des Blockes scheinen die Kreideschichten mehr oder weniger horizontal zu stehen, während sie am Rand durch die erwähnten Schleppungen steilgestellt sind, das transgredierende Helvétien hingegen fällt flach bis mittelsteil gegen S ein. Dieser Block ist also nach der vertikalen Hebung zur Eozänzeit im Helvétien durch erneute Senkung wiederum in den Bereich der Meeressedimentation gekommen. Im Pliozän hat er sich offenbar gemeinsam mit dem durch tangentiellen Schub hochgehobenen Morrone bewegt, wobei er die Bewegung etwas schwächer mitmachte und wobei die obersten Schichten nur leicht geschleppt wurden.

d. Block der Montagna del Morrone:

Dieser langgestreckte Block ist von zwei komplexen Verwerfungszonen I. Ordnung des NW—SE streichenden I. Hauptsystems abgegrenzt. Beide Zonen erscheinen auf den beiden Aufrißzeichnungen (Tafel X) des Morrone und auf den Skizzen 9, 10, 11, Tafel XII). Im Norden ist der Block durch die schon beschriebene Pescaraschlucht begrenzt, während im S eine nach NW streichende Zone, hinter dem Colle Grotta Rubini, den Block abschneidet (Aufrißskizze, Tafel XI).

Die an der SW-Seite streichende Verwerfungszone ist vor allem beim Monte Rondo, am Aufstiegspfad von Popoli gegen die Schiena d'Asino (schöne Verwerfungsfläche mit Rutschharnischen), am Pfad, der vom Colle delle Vacche auf die Montagna del Morrone führt (starke Kakiritzonen), und am Aufstieg von Sulmona gegen die Forchetta des Morrone di Pacentro aufgeschlossen.

Diese Zone sollte als abfallende, normale Verwerfungszone bezeichnet werden, sie bildet zusammen mit den im SW vorgelagerten Blöcken eine regelrechte antithetische Verwerfungstreppe gegen die Ebene von Sulmona hin.

Zahlreiche Einzelbrüche dieser Verwerfungszone gehen seitlich in ausgesprochene Kakiritzonen über, die ihrerseits einzelne noch intakt gebliebene Schollen enthalten. Auf der Kartenskizze wurde die gesamte Zone vereinfacht durch wenige Einzelverwerfungen dargestellt, deren Verlauf ungefähr den wichtigsten feststellbaren Teilverwerfungen entspricht. Die zahlreichen feststellbaren Kakiritzonen konnten nicht alle eingetragen werden. Aus den Profilen geht hervor, daß die einzelnen Brüche sowie die ganze Zone ziemlich steil gegen die Ebene von Sulmona einfallen. Der wellige Verlauf der Bruchlinien, der von BENE0 (49) auf dem Blatt Sulmona der C.G.I. eingezeichnet worden ist, entspricht der Grenze von anstehendem Schutt an der SW-Flanke des Morrone und besteht aus zahlreichen einzelnen, unabhängig voneinander und verschiedenen streichenden Bruchflächen. Der Verlauf der Linie ist also keineswegs auf die Intersektion eines schieftstehenden Bruchs mit der Topographie zurückzuführen. Der ganze Bruchlinienabfall ist an seiner Basis von gewaltigen Schuttmassen begleitet, die diesem Teil des Morrone eine charakteristische Note verleihen.

Die unseren Block im NE begrenzende Bruchzone fällt mit den Schichten, ist also also korrekterweise als zufallende, widersinnige Verwerfungszone zu bezeichnen.

Bei der ausgesprochenen Steilstellung der Schichten am NE-Abfall des Morrone-blockes ist es bei den zufallenden Verwerfungen manchmal durchaus nicht leicht, zu entscheiden, ob eine lokale Verwerfung oder eine Schichtfläche vorliegt. Die gesamte Verwerfungszone ist stellenweise durch eine intensive Verfaltung der zwischen einzelnen Verwerfungen gelegenen, meist linsenförmigen Gesteinsmassen gekennzeichnet, ohne daß man mit Bestimmtheit von eigentlichen Schleppungserscheinungen reden könnte. Auch diese Bruchzone fällt offenbar steil gegen SW ein und ist daher um einen gewissen, allerdings sehr geringen, Betrag der Depression von Caramanico aufgeschoben. Aus den auf S. 194 erörterten Gründen kommt ein flaches Einfallen der gesamten Bruchzone, wie es BENEÖ (43, 49) auf seinen Profilen gezeichnet hat, unseres Erachtens nicht in Frage. Der ganze Block wird außerdem von zahlreichen NW—SE streichenden Brüchen II. Ordnung der Länge nach zerschnitten. Diese Brüche sind zum größten Teil für die charakteristische Morphologie der Gipfflächen des Morrone verantwortlich. Im unteren Drittel wird der Morroneblock durch einen auffallenden Bruch II. Ordnung des I. untergeordneten Systems in zwei Blöcke geteilt. Er zieht von der Valle dell'Inferno im SW von Roccacaramanico in gerader Linie auf die am Fuß des M. Mucchia gelegene Schäferhütte zu, von wo er in der Topographie noch bis an die SW-Flanke des Morrone zu verfolgen ist. Der Schnitt ist besonders eindrucklich von der gegenüberliegenden Maiella (Aufstieg gegen den Fondo di Femmina morta) aus zu beobachten.

Die Schichten innerhalb des Morroneblocks fallen meistens mehr oder weniger steil gegen NE, während die meisten Brekzienbildungen des Lutétiens und des Mio-Pliozäns, die diskordant über diese transgredieren, flacher liegen. Dies zeigt an, daß diese Brekzienbildungen über ein schon tektonisch stark verkipptes Gebilde transgredierten.

Versuchen wir die Tektogenese dieses Hauptblocks der Montagna del Morrone zu rekonstruieren, so erkennen wir zunächst an der Kreideobergrenze eine Hebung aus dem Meere, die durch eine Verkipfung des Blockes nach NW verursacht wurde und die auf eine mehr oder weniger vertikale Bewegung zurückzuführen ist. Im Verlauf des Lutétien wurde diese Bewegung etwas abgeschwächt, was zur diskordanten Ablagerung einer wenigmächtigen, transgressiven Brekzienserie führte. Nach dieser Zeit folgte im Oligozän wahrscheinlich zusammen mit der Hebung der Maiella wieder eine langsam intensiver werdende Hebung und schließlich wurde der Block in der Folge einer schwachen Senkung, teilweise (am Colle Affogato) von den mio-pliozänen Sedimenten überdeckt. Die auf Seite 209 beschriebene pliozäne Hebung wirkte sich am stärksten auf die endgültige Bildung dieses Blocks aus, während die anderen Blöcke, mit Ausnahme des Monte Porrara, viel weniger tektonisch beansprucht wurden.

e. Block des Monte Corvo:

Dieser dreieckig zugeschnittene Block nimmt eine Uebergangsstellung ein, zwischen dem Block des Colle Castiglione mit seiner relativ schwachen tektonischen Hochhebung und der Sedimentationsphase im Helvétien einerseits, dem Block des Monte Capo d'Acero—Colle San Pietro mit relativ stärkerer tektonischer Beanspruchung andererseits und auch gegenüber dem am stärksten gehobenen Morroneblock.

Im NW ist der Block durch die Pescaraschlucht vom Block des Colle Castiglione getrennt, im NE durch die Verwerfungszone des Morroneblocks, im Süden durch die

Valle Sant'Anna (Verwerfungsliniental) begrenzt. Eine Zerteilung in einen unteren Block mit der Ruine von Popoli und einen oberen Block des eigentlichen Monte Corvo drängt sich auf, wobei die in Richtung des III. untergeordneten Bruchsystems NNE—SSW streichende Verwerfungszone, welche von der Valle Sant'Anna gegen die Pescaraschlucht streicht, die Trennungslinie der Teilblöcke darstellt. Auf der tektonischen Skizze wurde diese Trennung nicht dargestellt, um eine zu weit gehende Unterteilung zu vermeiden. Schließlich wurde die in der Regione di Tremonti festgestellte große Sackungsmasse ebenfalls in diese Einheit einbezogen, weil sie ihr früher sicherlich zum größten Teil angehörte und sich auch heute noch eng an sie anlehnt.

Besonders auffallend ist die weit fortgeschrittene Kakiritisierung, die in der unteren Valle Sant'Anna bei Popoli so gut aufgeschlossen ist und den unteren Block der Ruine von Popoli weitgehend ergriffen hat. Uebrigens wurde dieser Block im Gegensatz zum Hauptblock bei der intensivsten pliozänen Hebungsphase etwas weniger als der Morroneblock, doch stärker als der im folgenden beschriebene Block des Monte Capo d'Acero—Colle San Pietro, emporgehoben.

f. Block des Monte Capo d'Acero—Colle San Pietro:

Dieser in der I. Hauptrichtung längsgestreckte Block lehnt an den Hauptblock des Morrone an, von dem er durch die schon erwähnte komplexe Verwerfungszone getrennt ist, so die tieferliegende antithetische Stufe der gesamten Montagna del Morrone bildend. Gegen SW ist der gesamte Block durch eine komplexe Verwerfungszone, mit Einzelverwerfungen mit schwankender Streichrichtung (NW—SE, NNW—SSE, WNW—ESE) abgegrenzt, die von zahlreichen Zonen intensivster Zerrüttung begleitet sind.

In der Struktur weist dieser Block, als einziger des Morrone, eine ausgesprochene axiale Kulmination in der Gegend zwischen Roccacasale und der Lokalität Terenzano oberhalb Corfinio auf, die bewirkt, daß hier die tiefsten Schichten der unteren Kreide zu Tage treten. Doch fallen auch hier die Schichten wie im Hauptblock vorwiegend isoklinal gegen NE.

Die höchsten Gipfel, der Colle San Pietro und die Cima delle Nocelle, befinden sich im südlichen Teil, was auf eine gewisse Querteilung des genannten Blocks schließen läßt, in der die höheren Partien vielleicht höhere Teilblöcke der genannten Gebilde darstellen.

Auffallend sind die komplexe Innenstruktur dieser Zone, die durch Längsbrüche stark zerlegt wird, und die hier wohl am meisten verbreiteten Kakiritzonen, die oft beträchtliche Mächtigkeiten von mehreren 100 Metern aufweisen. Besonders gut sind sie in den wilden, steilen Tälern, die von der Ebene von Sulmona gegen die Montagna del Morrone hinaufziehen, aufgeschlossen (Valle Trabuzzi, Valle dell'Inferno).

Die Tektogenese dieses Blockes ist nur graduell von derjenigen des Hauptblockes der Montagna del Morrone verschieden. Bei der pliozänen Hauptphase blieb er gegenüber dem Hauptblock tiefer liegen, es scheint fast so, als ob diese tiefere antithetische Stufe einen großen Teil des tangentiellen Druckes hätte auffangen müssen, was dann zu einer intensiven Kakiritisierung der Gesteine führte. Dieses Verhalten wird deutlich, wenn man bedenkt, daß dieser tiefergelagerte Block überhaupt keine Ausweichmöglichkeit in der Richtung einer mit plastischen Gesteinen aufgefüllten vorgelagerten Zone hatte.

g. Blöcke der Hügel von Campo di Giove:

In der SE-Verlängerung der Montagna del Morrone findet man in den Hügeln von Campo di Giove eine Gruppe von Bruchblöcken, die in tieferer Lage als die Montagna del Morrone dieselbe Tektogenese wie der Block des Monte Capo d'Acero und Colle San Pietro aufweisen. Die einzelnen Bruchblöcke der Gesamtgruppe wurden auf der Karte nicht ausgeschieden, sie entsprechen durchaus den morphologisch charakterisierten Hügeln. Es sind die Blöcke:

1. Colle Grotta Rubini, an der N-Seite der Vellaschlucht.
2. Colle Ardinghi — Colle Malvarano,
3. Colle Gigliastro,
4. Colle Rotondo,
5. P. 850, nördlich der Einknickung in der Tallinie im Valle Cansano,
6. Difesa bei Campo di Giove,
7. Serra Carpineto
8. Hügel von P. 1071 in der Ebene des Piano Cerreto.

Alle sind von Verwerfungszonen mit meist kompliziertem Innenbau begrenzt, die hier nicht alle aufgezählt werden, in vielen Fällen handelt es sich um solche, die einzig aus der Topographie abgeleitet werden konnten, ohne daß ihr direkter Nachweis gelungen wäre.

Auch hier fallen die breiten Zonen kakiritisierter Kalke auf, die, z. B. in den Einschnitten der Bahn Cansano-Campo di Giove, deutlich aufgeschlossen sind. Hier, wie schon beim Block von Capo d'Acero, haben die Blöcke beim Schub aus SW keine Ausweichmöglichkeit gegen NE mehr gehabt, da der hochgelegene Untergrund der auskeilenden Depression von Caramanico den nötigen Widerstand entgegengesetzte.

Im Norden ist der größte Block b. durch die komplexe Verwerfungszone des Vellatales vom Element des Colle Grotta Rubini getrennt, und hier ist auch ein schmaler Grabenabschnitt mit Mio-Pliozänsedimenten zwischen diesem Block und dem Colle Grotta Rubini eingeklemmt. Die Bruchzone des Vellatales ist sehr komplex gebaut; lokal treten hier Schleppungserscheinungen und Faltungen auf, an einzelnen Stellen sind gut aufgeschlossene Einzelbrüche direkt meßbar. Die von uns durchgeführten Streich- und Fallmessungen derselben schließen auch hier eine flache Aufschiebung der Kreidemasse der Montagna del Morrone über das Mio-Pliozän, — wie sie BENEÖ in seinen Profilen darstellt —, aus (vergl. Aufriß Tafel XI). Im Block b scheinen die Schichten generell gegen Norden hin zu fallen, während in den anderen Blöcken die Schichtstellung nur schwer erkennbar ist und die einzelnen Messungen sehr variieren.

b. Ebene des Piano Cerreto südlich Campo di Giove:

Dieses tiefgelegene tektonische Element an der Grenze unseres Untersuchungsgebietes stellt ein intramontanes Becken dar, das allseitig von steil einfallenden Brüchen begrenzt wird. Es handelt sich also um einen grabenartigen Einbruch, der zur Bildung einer eigentlichen Polje geführt hat.

i. Block des Monte Porrara:

Dieser schmale, hohe Block ist ebenfalls allseitig von Verwerfungen begrenzt und nimmt eine interessante Zwischenstellung zwischen Morrone und Maiella ein. Morphologisch ist der Monte Porrara sicherlich die Fortsetzung der Maiella, tektonisch ebenso sicher die Fortsetzung der Morronekette. Diese Zwitterstellung ist darauf zu-

rückzuführen, daß der Monte Porrara im Schnittpunkt der beiden Verwerfungssysteme liegt, die im Morrone (NW—SE) dominieren und die an der W-Flanke der Maiella die Hauptrolle spielen (N—S.). Im Westen wird der Porrarablock von einer NS-streichenden, mehr oder weniger vertikal stehenden Verwerfungszone mit zahlreichen Zerrüttungserscheinungen abgegrenzt, im SW kommt die NW—SE-Richtung, allerdings stark gegen Norden verdreht, in einer stark kakiritischen Zone am Guado della Puttana wieder zum Vorschein. Im NE ist eine sehr kompliziert gebaute, normale, zufallende Verwerfungszone zu sehen, von der Skizze 7 (Tafel XII) eine Ansicht wiedergibt. Der südöstliche Teil des Morroneblocks ist in sich weiter gegliedert, da hier miopliozäne Schichten in einer grabenförmigen Vertiefung auf den Monte Porrara hinauf transgredieren. Diese Depression ist auf der W-Seite durch eine steilstehende, normale Verwerfung vom Hauptkamm der Serra Malvone getrennt, während der Kontakt auf der E-Seite durch stark verkittete Schuttbildungen verdeckt ist. Es sieht aber so aus, als ob sich an der E-Seite dieser Depression ein separater Block, derjenige der Madonna dell'Altare, noch ausscheiden ließe.

Der Porrarablock an sich ist natürlich noch von zahlreichen Verwerfungen durchquert, von denen diejenigen des WE-Systems besonders interessant sind, da sie deutlich zeigen, daß dieses System an dieser Stelle sicherlich vor dem Hauptsystem entstanden ist und von diesem abgeschnitten wurde.

Die Stellung der Schichten im Block des Porrara ist schwach antiklinal, manchmal mit dominierendem isoklinalen Fallen gegen E. Versucht man die Tektogenese dieses Blockes zu rekonstruieren, so ergeben sich dieselben Resultate wie am Morrone. An der Kreide-Eozänwende: Herausheben aus dem Meer durch vertikale Bewegungen und darauffolgend eine weitere langsame Hebung, dann aber paßt sich die Porrara der Tektogenese der Maiella an; dies geschieht vor allem im Oligozän, wo an den Randpartien Brekzien (analog der Torrettaserie) abgelagert wurden (Madonna dell'Altare) und im Helvétien, wo Pectenkalke über ein, zur Hauptsache tektonisch fertiges, Massiv transgredieren. Im Mio-Pliozän kommt es zum Einbruch des südlichen Grabens, und schließlich wird der ganze Block im Pliozän definitiv emporgehoben, wobei auffällt, wie die Bewegungen im Gegensatz zum Morrone nicht zu Aufschiebungen, sondern nur zur Akzentuierung der normalen Brüche führen. Eine laterale Bewegungskomponente macht sich nur durch starke Kakiritisierung an der W-Flanke des Monte Porrara bemerkbar; sie zeigt wiederum, daß hier der seitliche Stoß vollständig aufgefangen und nicht mehr weiter übertragen wurde. Untersucht man noch das Verhältnis des Monte Porrara zur Maiella, so erscheint hier wohl am besten der Unterschied zwischen «morrnotyper» und «maiellatyper» Tektonik, der sicherlich darin besteht, daß der Monte Porrara der Maiella gegenüber an der Eozän-Oligozänwende einen bedeutenden Vorsprung im Hebungsbetrag aufwies und daß er diesen Vorsprung bis zur Haupthebungsphase der Maiella im Pliozän beibehalten konnte. Erst während dieser Hauptphase wird die Maiella so stark gehoben, daß sie in der Kulminationszone etwa 600 m höher aus dem Meer ragt, als der Monte Porrara. Interessant ist, daß die axiale Wölbung der Maiella gerade zu dieser Zeit vom Monte Porrara abgeschnitten wurde. Auffallend ist weiterhin, daß am Porrara die laterale Bewegungskomponente vollkommen zurücktritt, was bestätigt, daß die Intensität dieser lateralen Bewegung im nördlichen Morronegebiet am stärksten war, während sie gegen SE allmählich abgeschwächt wurde und der Druck durch die Kalkmassive, bzw. ihren Untergrund besser abgefangen wurde.

k. Block des Serra Campanile:

Dieser Block bildet den charakteristischen Hügel, der den Guado di Cocci oberhalb Palena dominiert. In der Längsrichtung ist er von SE—NW streichenden Verwerfungen, im Norden von einer in der Topographie durch die Depression des Guado di Cocci erkennbaren WE-streichenden Verwerfung begrenzt. Dieser Block nimmt tektonogenetisch eine Zwischenstellung zwischen Porrara und südlicher Maiella ein.

l. Schuppe des Colle San Germano:

Etwas südlich der Lokalität San Germano, 2 km nördlich Campo di Giove an der Straße zum Guado S. Leonardo, steht eine auffallende Kalkscholle an, die allseitig von Sandsteinen und mergeligen Schichten des Mio-Pliozäns umgeben ist. Zunächst erhält man von dieser Scholle den Eindruck einer tektonischen Klippe, doch bei genauerem Studium der sehr komplizierten Innenstruktur des Blockes (intensive Verfaltung, Verwerfungen usw.) gelangt man bald zur Ueberzeugung, daß eine steil aufgeschobene Schuppe von Kreidekalken vorliegt, die an der Ostseite deutlich eine steile Aufschiebung erkennen läßt. Durchaus ähnliche Schuppen stehen bei der Lokalität Le Fornaci, 1,5 km NW Campo di Giove an, sie sind dem Block des Colle Gigliastro vorgelagert.

Tektonisch handelt es sich hier um lokale Aufschuppungen, die sicherlich im Pliozän entstanden ist, da sie die mio-pliozänen Sedimente durchbrechen, ganz analog den Schuppen der Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico.

3. Die Depression von Caramanico

Die tiefgelegene Zone umfaßt nach unserer Definition das Gebiet zwischen Pescara und Ortetal bis Caramanico und die Depression des Ortetals zwischen den Rändern der Morronekette und der Maiella. Ihr südliches Ende bei Campo di Giove ist von den jungen Ablagerungen der Ebene von Il Piano verdeckt.

Diese Abgrenzung erscheint etwas künstlich, da die nördliche Ostgrenze der Depression durch die schwach antiklinale Aufwölbung des Ortetales gegeben ist, deren Kulmination die tieferen Sedimente im Boden des Ortetales zu Tage treten lassen. An der SW-Seite ist die Begrenzung durch die Aufschiebung des Morrone eindeutig definiert, weiter oben ist auch die E-Seite durch den steilen Verwerfungslinienabfall der Maiella deutlich umschrieben.

Die Depression von Caramanico ist zur Hauptsache mit Sedimenten des Mio-Pliozäns angefüllt, am westlichen Rand haben zahlreiche Schuppen diese Sedimente durchstossen und sie zum Teil intensiv verfaltet, an der Ostseite sind es vor allem die riesigen Schuttmassen der Maiella, die die mio-pliozänen Formationen der Depression bedecken.

Der Typus der vor-mio-pliozänen Tektogenese dieser gesamten Zone nimmt eine Zwischenstellung zwischen den Morrone- und Maiellatypen ein. Die Eozänzeit ist durch die Hebung des Morrone und durch eine starke Subsidenz der Maiella gekennzeichnet, in der Depression von Caramanico selbst kann man daher weitgehende Stabilität und vielleicht eine schwach subsidierende Tendenz in dieser Zeit vermuten. Die Heraushebung des Gebiets der zentralen Maiella im Oligozän macht eine, wenn auch bedeutend schwächere, Hebung wenigstens des südlichen Teils der Depression von Caramanico wahrscheinlich. Im Helvétien lassen die Verhältnisse der anliegenden Gebiete im Bereich der Depression von Caramanico eine schwache Subsidenz erwarten,

die schließlich im Mio-Pliozän enorm intensiviert wird, so daß ca. 700—800 m mächtige Sedimente in dieser Depression abgelagert wurden. Ein eigentlicher tektonischer Paroxysmus dieser Zone ist also an die Miozän-Pliozänwende zu stellen, er hatte, im scharfen Gegensatz zu den benachbarten Gebieten, eine intensive Senkung, d. h. die Bildung eines intramontanen Beckens zur Folge. Der Senkung folgte unmittelbar darauf im Pliozän eine Aufschiebung der benachbarten Massive über die entstandene Depression. In derselben Phase und später im Quartär wurde das ganze Gebiet (gemeinsam mit Maiella und Morrone) in die Höhe gehoben.

Daß Verwerfungen die Begrenzung dieser tektonischen Zone schon seit frühester Zeit bedingt haben, geht selbstverständlich aus der Beschreibung der benachbarten Gebiete und den Tafeln V und VI hervor. Doch wurde die Wirkung der Verwerfungen, wenigstens innerhalb des Grabens, weitgehend durch die sich meist plastisch verformenden Tone und Sandsteine des Mio-Pliozäns verdeckt. Die schon auf Seite 201 beschriebene Detailtektonik dieser Sedimente kann als Anfangsstadium einer rein materialbedingten passiven Tektonik endemischen Charakters (PICARD, 558) betrachtet werden, die lokale Aufschiebungen und intensiv verfaltete Synklinalen und Antiklinalen aufweist, die in unserem Fall in erster Linie durch die Stoßwirkung der Morroneaufschiebung und der Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico, stellenweise auch durch lokale Verschuppungen im Untergrund, verursacht wurden, aber im allgemeinen einen weit plastischeren Stil als die steifen Verformungen des Untergrunds zeigen. Leider konnte diesen Details auf unseren Profilen nicht genügend Rechnung getragen werden (zu kleiner Maßstab!)

Die Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico

Diese Zone sollte eigentlich als Subelement der Depression von Caramanico aufgefaßt werden, wird aber im folgenden Abschnitt von dieser getrennt beschrieben. Im übrigen ist im Einzelnen der Baustil innerhalb der Depression von Caramanico wesentlich komplizierter, als dies aus unseren Profilen ersichtlich ist, da unsere Beobachtungen in diesem Gebiet lückenhaft sind, weil unser Hauptinteresse mehr den Kalkmassiven gewidmet war.

4. Die Schuppenzone von Roccacaramanico

Das letzte, tektonisch auffallende Produkt des lateralen Schubs, der die Aufschiebung des Morrone zur Folge hatte, ist die Bildung einer charakteristischen Zone am Fuße dieser Kette, die ihre Fortsetzung in der dem Monte Picca vorgelagerten Felsrippe «la Queglia» findet.

Die vor-mio-pliozänen Elemente bestehen aus den steil aufgeschobenen, schmalen, horstartigen Schuppen des Untergrunds der Depression von Caramanico. Auf unserer Karte sind folgende drei Einheiten ausgeschieden:

a. Die Queglia von Corvara:

Sie gehört nicht mehr in unser eigentliches Untersuchungsgebiet, ist aber tektonisch den beiden nachfolgend beschriebenen Elementen gleichzustellen. Sie wurde von BENEÓ (49), LOTTI (453), SORRENTINO (723) beschrieben und kartiert. Aus deren Arbeiten, namentlich aus der Kartierung BENEÓ's geht hervor, daß die Schuppe aus verschiedenen Teilschuppen mit kretazischen, eoänen (?) und miozänen Gesteinen

besteht, die in sehr steiler Stellung aus den Sandsteinen des Mio-Pliozäns herausragen. Diesen Hauptschuppen sind weiter östlich mio-pliozäne Schuppen vorgelagert. Die Zone wurde zusammen mit der Zone des Monte Picca auf unserer tektonischen Karte eingezeichnet, um den Anschluß an die Tektonik der nördlichen Gebiete, des Monte Cappucciata und der Gran'Sassokette leichter verständlich zu machen (vergl. auch DEMANGEOT, 229; CATALISANO, 125, 126 und MORETTI, 493).

b. Colle d'Oro:

Diese Schuppe ist von hoher wirtschaftlicher Bedeutung, da sich an ihrem Fuß ein kleines, produzierendes Erdölfeld befindet, das Gegenstand zahlreicher geologischer Publikationen gewesen ist, ohne daß man bis jetzt eine einheitliche tektonische Auffassung über dieses Gebiet vorfinden würde. Der Grund hierfür ist vor allem darin zu suchen, daß einerseits die vorliegenden Profile meist nur skizzenhaft ausgeführt wurden und daß andererseits eine einheitliche Auswertung und Interpretation der zahlreichen Bohrdaten bis heute noch nicht vorliegt, während die Beschreibung der Bohrprofile in den Relazioni del Servizio Minerario so summarisch ist, daß es selbst bei Kenntnis der lokalen Stratigraphie sehr schwierig ist, sich ein Bild von der Struktur dieser hochinteressanten Zone zu machen. Das was festzustehen scheint, ist, daß im Bohrfeld von Tocco da Casauria am Fuße dieser Schuppe eine Bohrung von 1148 m Tiefe ausgeführt worden ist, die eine verkehrte Serie einer überschobenen Falte mit einem Kern mittel-miozäner Kalke innerhalb des Mio-Pliozäns durchquert hat. Die kritische Verarbeitung und Veröffentlichung der Bohrresultate wäre für die tektonische Erkenntnis dieses Gebietes von höchster Bedeutung, zumal es scheint, als ob die Zeichnungen von BENEÓ (43), ZUBER (847) und neuerdings von INEICHEN (382) weit mehr Illustrationen einer tektonischen Auffassung, als Zusammenstellungen der gewonnenen Bohrresultate sind. Um nicht noch mehr Worte über die Struktur der Schuppe des Colle d'Oro zu verlieren, verweisen wir auf unsere Darstellung auf den Profilen und der Kartenskizze (Tafel III und V).

c. Colle Cantalupo:

Auch hier verweisen wir auf die Darstellung auf den Tafeln III und V. Diese Einheit wurde schon von BENEÓ (43) und anderen Autoren festgestellt und beschrieben, dieser Autor möchte sie ebenfalls als Schuppe, allerdings mit weit flachliegender Aufschiebungsfläche, betrachten. MIGLIORINI (471) bezweifelt diesen Tatbestand. Wir schließen uns, mit der Einschränkung, daß wir einen etwas steiferen tektonischen Stil vermuten, ganz der Meinung BENEÓ's an und verweisen auf unsere Profile, um die Rückbildung dieser Schuppe in ihrer Streichrichtung zu erklären. MIGLIORINI ist der Auffassung, daß diese Elemente von Cantalupo sicherlich auch im Tale des Arolla wieder zum Vorschein kommen sollten, wenn es sich tatsächlich um eine tektonische Schuppe handeln sollte. Bei der blockartigen Natur der Gesamttektonik des Gebietes scheint uns dies nicht unbedingt nötig zu sein.

Im Gegensatz zu diesen Elementen, die direkt mit dem Untergrund der Depression von Caramanico zusammenhängen, stehen die eigentlichen mio-pliozänen Elemente der Schuppenzone von Corvara-Roccacaramanico, worunter wir steil aufgeschobene Felsrippen und Linsen der kompakten Brekzien und der Gypsschichten des Mio-Pliozäns zusammenfassen, die sicherlich mehr oder weniger direkt eine Verschuppung des Untergrunds verraten. Wie dies gemeint ist, geht wiederum am besten aus den beiliegenden Profilzeichnungen hervor.

Als typisch mio-pliozäne Elemente fassen wir die Gypslinsen auf, die der Schuppe von der Queglia von Corvara vorgelagert sind, ferner die dem Colle d'Oro vorgelagerten Gypslinsen, die wegen ihrer geringen Ausmasse auf der tektonischen Skizze nicht mehr berücksichtigt werden konnten, und einzelne Gypslinsen im südlichen Teil der Depression von Caramanico, die aus der Kartenskizze heraus erkennbar sind, schließlich die steilgestellte Rippe mio-pliozäner Brekzien, auf denen das Dorf Roccacaramanico steht und die mit Unterbrüchen bis zum Guado San Leonardo verfolgt werden können.

5. Querzonen, die von der Depression von Caramanico ihren Ausgang nehmen

Drei Sonderzonen, die von der Depression von Caramanico ihren Ausgang nehmen, seien hier noch erwähnt:

a. *Die Depression von Roccatagliata*, die im Norden des Untersuchungsgebietes die Montagna del Morrone s. l. abschließt und vom Bruchblock des Monte Picca einerseits, von dem Colle Castiglione andererseits, begrenzt wird. Sie reicht von den Tongruben bei Popoli bis zum Paß des Monte Roccatagliata, wo sie dann in die nördliche Fortsetzung der Depression von Caramanico einmündet. Die Innenstruktur dieser Querdepression ist nicht gut erkennbar, meistens fallen die Schichten mächtig steil gegen die benachbarten Kalkmassive ein, was auf eine gewisse Schleppung am Rande derselben hinweist.

b. *Die Fortsetzung der Depression von Caramanico nördlich des Pescara-ales* gehört nur noch zum kleinsten Teil in unser Untersuchungsgebiet. Sie bildet das Ende der großen adriatischen Mio-Pliozänzone, die sich weit im Norden zwischen den Kalkbergen des Apennins und der Zone der unterquartären Küstenebene einschaltet. In der Struktur dieser Randzone lassen sich verschiedene Charakterzüge unterscheiden. Einmal sei eine intensive Verschuppung des Untergrundes, wie sie in den schon erwähnten Schuppen der Queglia zum Ausdruck kommt, erwähnt, dann eine ausgeprägte Steilstellung der mio-pliozänen Schichten in Folge einer Verschuppung des Untergrundes und starken Verfaltung dieser Sedimente, als Erscheinungen endemischer Tektonik. Die ganze Gegend wird durchsetzt von aus der Topographie ableitbaren Lineamenten, die teilweise quer zu den oben erwähnten Randstrukturen streichen. Weiter östlich des Tales des Fosso della Rota macht dieser intensiv durchbewegten Zone eine solche mit ruhigerem Bau Platz. Flache Antiklinalen, Synklinalen und kuppelförmige Aufwölbungen im Untergrund scheinen hier die Tektonik des Gebietes zu beherrschen. Gleichzeitig aber lassen sich auch hier immer noch zahlreiche Lineamente ableiten, die sicherlich auf eine Bruchtektonik im Untergrund hinweisen.

c. *Die Zone von Fonte Fredda—Colle Affogato:*

Auf diese sonderbare Zone hat BENEÓ (43, 49) schon mit Nachdruck aufmerksam gemacht. Ihre Struktur und Stratigraphie konnten von uns noch nicht genügend abgeklärt werden. Die Situation ist etwa folgende: Im Sektor zwischen Monte Rotondo und Iazzo grande wird der NE-Abfall des Morrone und die ihn bestimmende Bruchzone von einer ziemlich mächtigen Brekzienserie begleitet, deren Alter man wohl zum

größten Teil als Mio-Pliozän annehmen muß. Diese Brekzien werden von Brekzien vom Typus der Oberkreide unterlagert und sind außerdem noch von eoziänen Brekzien mit Nummuliten begleitet; die Brekzien sind alle unter sich gar nicht einfach zu unterscheiden. Die ganze Zone ist in sich recht komplex gebaut, fällt aber generell mit dem Morronehang gegen NE. Sie scheint von verschiedenen Bruchzonen begrenzt und durchzogen zu sein, ohne daß diese aber starke Versetzungsbeträge aufweisen. Als weiteres Element kommt innerhalb dieser Brekzienzone noch eine schmale, NW—SE streichende Grabenzone hinzu, die mit Tonen und feinkörnigen Sandsteinen des Mio-Pliozäns aufgefüllt ist. Die Darstellung der Verhältnisse im Profil 7 soll dies noch besser erläutern.

Man sieht also, daß der Morroneblock, wenigstens in dieser Zone, bis zu beträchtlicher Höhe von Mio-Pliozän-Sedimenten bedeckt wurde, wobei allerdings wiederholt werden muß, daß die rötliche Färbung eines großen Teils der Brekzien auf kontinentale Bildungsbedingungen schließen läßt. Interessant ist vor allem die Tatsache, daß das Mio-Pliozän hier aufs Neue über eine schon gebildete Struktur transgredierte, was einmal mehr beweist, daß einige wichtige Hebungsphasen des Morrone in die Zeit vor der Ablagerung des Mio-Pliozäns zu stellen sind. Wie aus den Profilen ersichtlich ist, sind auch hier die mio-pliozänen Brekzien neuerdings von der pliozänen Phase ergriffen worden.

Eine besondere Stellung nimmt der Felsen von Calaturo ein, von dem wir annehmen müssen, daß er stark verrutschte Felsmassen der Morrone E-Flanke darstellt, weil sich gerade hinter den bizarren Klötzen des Calaturo eine ausgesprochene Ausbruchsnische befindet.

d. Die Querzone des oberen Vellatales:

Wie im Norden die Depression von Roccatagliata-Bussi, so erscheint im Süden wiederum eine querstreichende Mio-Pliozän-Depression. Hier aber ist sie nur rudimentär entwickelt. Mit Ausnahme der Südflanke ist sie durchwegs von gewaltigen Rutschungsmassen verdeckt. Einzig ihr westliches Ende an einer steilstehenden, SW—SE streichenden, normalen Verwerfung ist in der Vellaschlucht wundervoll aufgeschlossen. Dieser Aufschluß schließt jeden Zweifel darüber aus, ob nicht etwa eine weitergreifende Aufschubung des Morrone stattgefunden habe, da sonst hier eine ausgesprochene Ueberschiebung und nicht eine normal fallende Verwerfung mit riesigem Bruchspiegel aufgeschlossen wäre. Die Schichten des Mio-Pliozäns fallen hier mittelsteil gegen Norden, auch hier wieder auf eine gewisse Schleppung gegen die abgrenzende Verwerfungszone hinweisend.

6. Die Montagna della Maiella

Die Struktur dieses gewaltigen Massivs beherrscht die SE-Abruzzen. Nach seinem Gesamtaspekt entspricht das Massiv dem Typus der Bruchfaltung im Sinn von CLOOS (175). Im Süden liegt eine von zahlreichen Verwerfungen gestörte, domartige Aufwölbung vor, die im Norden in einen gegen NW fallenden Isoklinalabfall mit reiner Horst- und Grabentektonik übergeht. Die Tektogenese dieses zwitterartigen Riesengebildes geht schon aus unseren paläogeographischen Skizzen hervor.

Schon in der oberen Kreide nimmt dieses Gebiet eine besondere Stellung ein, indem die zentrale und nördliche Maiella im Bereich der Vorriff- und Riff-Zone steht, wo

die größten Sedimentmächtigkeiten abgelagert wurden, was auf sehr starke Senkung des Gebietes schließen läßt. An der Kreide-Eozängrenze tritt eine kurzfristige, momentane Hebung und gleichzeitige Kippung der Scholle ein, worauf im nachfolgenden Eozän eine intensive Subsidenzbewegung mit Zentrum in der zentralen Maiella folgt. Erst im Oligozän beginnt die eigentliche Hebung des Maiellablocks, die man sich als Wölbung des südlichen Teils vorstellen muß, während im Norden die Senkung, wenn auch etwas abgeschwächt, fort dauert; man erkennt also schon zu dieser Zeit deutlich eine tektonische Differenzierung zwischen nördlicher und südlicher Maiella. Im Burdigalien sind diese Verhältnisse nur noch stärker akzentuiert, während im Helvétien eher tektonische Stabilität, verbunden mit schwach subsidierender Tendenz, feststellbar ist. Während und nach dem Mio-Pliozän, d. h. im Pliozän, kam es zu einer erneuten energischen Hebung, die schließlich auch die nördliche Maiella horstartig aus dem Meere herausstiegen ließ. In der postpliozänen Zeit wurde das gesamte Gebiet der Maiella zugleich mit den übrigen Teilen unseres Gebietes hochgehoben, wobei differentielle Bewegungen längs den jetzt schon mehrfach reaktivierten Lineamenten stattgefunden haben. Wie der tektonische Stil in den verschiedenen Partien der Maiella zum Ausdruck kommt, wird im Folgenden noch kurz erörtert.

a. Die südliche Maiella:

Die Hauptbewegungsphase dieses Teiles hat an der Eozän-Oligozänwende stattgefunden. Damals wurde das gesamte Gebiet der Maiella südlich der Linie Palombaro—Monte Amaro in Form eines Gewölbes gehoben, was, bei der stärkeren bruchartigen Deformation und bei einer schwachen Aufschiebung an der W-Seite, offensichtlich auf einen schwachen Schub von E her schließen läßt. Während derselben Phase wurde die östliche argille scagliose-Zone der Molise vielleicht etwas näher an die Maiella herangeschoben. Nachdem im Helvétien Ruhe eingetreten war, und nach einer stärkeren Ausprägung des strukturellen Reliefs durch vermehrte Subsidenz der westlich und östlich gelegenen mio-pliozänen Depressionen kommt es erneut zu einer intensiven tektonischen Hebung im Pliozän, die diesmal mehr vertikaler Natur ist und die längs Lineamenten, welche an der W-Seite in NS-Richtung, an der E-Seite in SW—NE-Richtung streichen, zu einer horstartigen Heraushebung der südlichen Maiella führt.

Die Entstehung der in den Profilen und Skizzen erkennbaren asymmetrischen Antiklinale der südlichen Maiella mit ihrem steil abfallendem, schön gerundetem SE-Schenkel und ihrem steilen NW-Schenkel, die von zahlreichen Brüchen durchquert ist und namentlich an der Westseite eine fast horstartige Flanke aufweist, wird so erklärt. Als Beigabe erscheinen im Rücken der Antiklinale eine Anzahl schmaler, langgezogener Gräben, die längs vorgezeichneten Lineamenten entstanden, sicherlich durch Zerrung nach der antiklinalen Aufwölbung oder auch der späteren Hebung. Sie erinnern, wie bereits erwähnt, an die schmalen Gräben des Jura, die GLANGEAUD (326) mit dem Ausdruck «pincées» bezeichnet hat.

b. Die östliche zentrale Maiella:

Der Zwickel zwischen der südlichen antiklinalen und der nördlichen, horstartigen Maiella umfaßt das Gebiet zwischen der Valle di Macchia Lunga und dem Vallone Selvaromana bei Pennapedimonte, das so deutlich eine Zwischenstellung einnimmt.

Stratigraphisch-tektonogenetisch gesehen, keilen die verschiedenen stratigraphischen Einheiten der im Norden so deutlich gegliederten Tertiärserie aus, was sich auf kür-

zestem Weg am Colle d'Allagni südlich Pennapiedimonte vollzieht. Diese Tatsache heißt tektonogenetisch so viel, daß sich nördlich dieser Zwischenzone die oligozäne Hebung der Maiella nicht mehr auswirkte und daß dort die normale Sedimentation und Subsidenz — mit allen Schwankungen, die uns aus der paläogeographischen Entwicklung bekannt geworden sind — sich fortsetzte, während im südlichen Bereich schon früher eine intensive Hebung in Folge eines tangentiellen Zusammenschubs stattgefunden hat.

Hieraus geht hervor, daß unsere zentrale Zone im Tertiär sicher im Bereich intensivster tektonischer Beanspruchung stand, ohne aber die stark subsidierende Tendenz der nördlichen Maiella einerseits und die Hebungsbewegung der südlichen Maiella andererseits auch nur teilweise mitzumachen. Die Zone bildet das Scharnier zwischen beiden Schollen. So ist es denn auch gar nicht verwunderlich, wenn man hier ein Gebiet intensivster «Tektonisierung» antrifft, ohne daß allerdings mehr an tektonischer Verstellung zu sehen ist als die intensive totale Hochhebung der Zone in der pliozänen Phase, die zur Bildung einer querstreichenden Kulminationszone führte, die die größten Höhen der Maiella in sich schließt. Der Verlauf der Schichten weist an und für sich in dieser Zone auf einen weit ruhigeren Stil als anderswo, die Verstellungen der einzelnen Blöcke sind sehr geringfügig, abgesehen von der sich schon hier entwickelnden Zone mit widersinnigem Fallen. Dagegen erscheint an der E-Seite dieser Zone die stark zerrissene Flanke der Maiella oberhalb Palombarò und San Martino, die teilweise in der früh-oligozänen, zur Hauptsache aber in der pliozänen Phase entstehen konnte.

Auf den Skizzen 12 und 13 (Taf. XII) ist ersichtlich, wie aus dem gleichmäßigen, antiklinalen E-Abfall der südlichen Maiella durch Vermehrung der Bruchzonen sich langsam ein horstartiger, steiler Bruchabfall entwickelt, was eben auf diese querstreichende Kulmination zurückzuführen ist. An der steilen W-Flanke der Maiella (siehe Aufriß, Tafel XI) ist dieses Aufreißen der Flanken gut illustriert. Diese scharnierartige Zwischenzone der östlichen zentralen Maiella spitzt sich im Grundriß etwa im Gebiet der Tre Portoni—Monte Nelli zu. Wohl der typischste Zug der eigentlichen Scharnierzone, der wohl nur durch die schon beschriebene Tektogenese erklärt werden kann, ist das Vorhandensein der weitausgedehnten Zonen intensivster Klüftung, die auf S. 191 beschrieben und in der Skizze XII, 14 abgebildet sind. Die gedrängte Aufeinanderfolge der Klüfte zeugt am deutlichsten für intensive tektonische Beanspruchung in dieser Uebergangszone.

c. Die nördliche Maiella:

In einem gewaltigen isoklinalen Abfall fällt die nördliche Maiella mit ungefähr 15° gegen NW in das Tal des Pescara. Im E bricht diese schiefe Ebene in mehreren Bruchstufen gegen die Quartärebene von Chieti ab. Die östlichste dieser Stufen weist einen sehr steilen Schichtabfall von mehr als 60° gegen NE auf und taucht unter die jungtertiären und quartären Ablagerungen. Auf diesem steilgestellten Block sind die Dörfer von Pennapiedimonte und Pretoto gebaut worden.

Im übrigen ist die Zone der nördlichen Maiella in zahlreiche SE—NW streichende Blöcke zerlegt, die teilweise gegeneinander verkippt sind und teilweise in Horst- und Grabenposition miteinander abwechseln. Besondere Beachtung verdient eine schmale, grabenartige vertiefte Zone an der E-Flanke der nördlichen Maiella, die durch ein auffallend widersinniges Fallen gegen SW gekennzeichnet ist; wie schon erwähnt kann man den Anfang der Zone schon im mittleren Sektor der Maiella feststellen. Sie zeigt

deutlich, daß tatsächlich beide Sektoren der Maiella nicht gemeinsam als eine große Wölbungszone aufzufassen sind, sondern daß die Hochhebung der mittleren und nördlichen Maiella blockartig erfolgt ist. Weitere tektonische Details gehen besser aus den Profilen als aus einer Beschreibung hervor. Hier sei nur noch auf einige Charakteristika dieser Zone hingewiesen.

Praktisch fehlen in dieser Zone Anzeichen einer intensiven lateralen Beanspruchung. Somit liegt eine Zone reiner Bruchtektonik vor, die eine vermittelnde Stellung zwischen Bruchfaltung und Bruchaufschiebungs und -überschiebungsgebieten der zentralen Abruzzens einerseits, und den Gebieten vom Stile der Tafeln Apuliens und SE-Siziliens andererseits, einnimmt. Dies ist allerdings *cum grano salis* zu verstehen, da auch am Nordabfall der Maiella sehr flache Verbiegungen zu beobachten sind, die zum Teil eine, allerdings untergeordnete, tangentielle tektonische Beanspruchung vermuten lassen. So scheint im Tal des Orte eine flache Antiklinale vorhanden zu sein. Wie die intensive Kakiritisierung im Gebiete südlich Manoppello zu verstehen ist (Fosso del Crocefisso, oberhalb des Convento bei Cappucini, unter einer starken Bedeckung pleistozäner Schotter) ist noch nicht ganz deutlich. Vielleicht kann man hier den Kreuzpunkt zahlreicher verschieden streichender Bruchsysteme erkennen, deren Zusammenwirken eine intensive Kakiritisierung bewirkt hat.

Die Natur der lokalen Tektonik bringt es natürlich auch mit sich, daß die allermeisten Brüche dieser Gegend normal sind und in den meisten Fällen fast als klar geschnittene Einzelbrüche in Erscheinung treten, so daß man hier nicht gut von Verwerfungszonen vom Typus der am Morrone beobachteten reden kann. Dies ist besonders auffallend, wenn man die Verhältnisse in den Asphaltminen berücksichtigt. (Galleria Pilone, Galleria St. Angelo bei Roccamorice und Foce oberhalb Manoppello). Auf den Grubenplänen kommt die geometrisch definierte Natur dieser Verwerfungen deutlich zum Ausdruck, wobei betont sei, daß einige lokale Verwerfungen ziemlich flach einfallen, sie werden aber meistens bald von steiler fallenden Hauptbrüchen abgeschnitten.

Schließlich muß nochmals darauf hingewiesen werden, daß die zahlreichen Brüche und die Horst- und Grabenzonen dieser tektonischen Einheit die Morphologie dieses Teiles unseres Gebietes beherrschen und daß sie den Lauf der Täler weitgehend vorschreiben. Die mio-pliozäne Ueberdeckung des nördlichen Teiles dieses Abfalls leitet einerseits direkt zum Gebiet der Depression von Caramanico über, andererseits zur mio-pliozänen Umrandung der östlichen Maiella, die im Folgenden näher beschrieben werden soll.

7. Die östliche mio-pliozäne Umrandung der Maiella

Die mio-pliozänen Sandsteine und Tone haben sich im Norden anscheinend konform über die Sedimente des Helvétien abgelagert, während im Osten und Süden der Maiella das Mio-Pliozen sicherlich über die strukturell teilweise angelegten Einheiten der mittleren und südlichen Maiella und der Porrara transgredierte, ebenso scheint diese Formation weiter im E über eine tektonisch bereits stark aktivierte argille scagliose-Zone hinwegzutransgredieren. Die großen Sedimentmächtigkeiten am Ostrand der Maiella zeigen deutlich, daß diese Randzone zum Teil gemeinsam mit der östlich davon gelegenen argille scagliose-Zone sich nach dem Helvétien recht kräftig senkte. Auch hier kam es während der pliozänen Hauptphase zur allgemeinen Steilstellung der Randzone, die dann die grabenartigen Einbrüche, in welchen die Sedimente des Mio-

Pliozäns schon primär abgelagert wurden, noch stärker akzentuierte und die schließlich für die intensive Verformung innerhalb der Zone der argille scagliose, auf die später noch zurückzukommen ist, verantwortlich gemacht werden muß. Eine gewisse Konformität der Schichten des Mio-Pliozäns mit denjenigen des Ostrandes der Maiella läßt darauf schließen, daß diese Steilstellung gleichzeitig und gleichsinnig mit der Hochhebung der Maiella erfolgt ist. Am Monte Porrara treten die, hier ebenfalls steilgestellten, Schichten des Mio-Pliozäns etwas diskordanter an diesen tektonischen Block heran, was darauf schließen läßt, daß der Monte Porrara schon stärker hochgehoben war und daß sich zwischen beiden Elementen noch starke differenzielle Bewegungen innerhalb der pliozänen Hochhebung bemerkbar machten. Im NE-Sektor der Maiella ist ein großer Teil der hier behandelten Zonen durch das Pliozän und Quartär, das direkt an die Maiella herantritt, verdeckt, während im Norden zwischen der Ebene von Montepiano und dem Tal von Capo d'Acqua ein im Detail recht komplizierter Bruch die eozänen, oligozänen und miozänen Schichten eindeutig von denjenigen des Mio-Pliozäns trennt. Die Innenstruktur dieser nördlichen Zone ist wegen den schlechten Aufschlußverhältnissen nicht gut erkennbar, dürfte sich aber wie in der nördlichen Maiella durchaus der Struktur der Unterlage anpassen (siehe Profil Tafel V).

8. Die Zone der argille scagliose zwischen Aventino- und Sangrotal

Die spezielle Tektonik dieser Gegend war bereits Gegenstand ausführlicher Erläuterungen (S. 198 ff.). Zusammenfassend sei wiederholt, daß in diesem Gebiet eine ausgesprochene Stockwerktektonik vorliegt. Zuunterst, als Unterlage der argille scagliose, muß ein relativ steifer Sockel vorhanden sein, von dem die zahlreichen linearen Elemente sich ableiten, die durch die plastische Bedeckung der argille scagliose hindurch sich noch bemerkbar machen; gegen oben folgt die plastische Masse der argille scagliose mit ihrer typischen Detailtektonik; der nächste Stock besteht aus den Schollen der Serie von Torretta, Ueberreste einer kontinuierlichen, mächtigen Sedimentdecke, die an zahlreichen Stellen längs Brüchen und Klüften von den plastischen aktiven argille scagliose durchbrochen wurde. Dadurch auseinander getrennte, auf den argille scagliose obenauf schwimmende Blöcke mußten danach ihr eigenes Gleichgewicht finden, wobei größere Schollen ihre horizontale Lage beibehalten konnten, schmale Schollenstreifen dagegen die Tendenz hatten, in eine vertikale Position umzukippen. Die Steilstellung der Schichten ist sicherlich aber auch teilweise auf eine direkte aktive Beteiligung der Unterlage der argille scagliose an diesem tektonischen Prozeß zurückzuführen. Ein ähnliches Schicksal erlitten auch die Roccasandsteine, die zwar in einer jüngeren Periode gebildet wurden (Hélevétien (?)), einen mehr kontinentalen Charakter aufweisen und als Ausfüllung ehemaliger Rinnen aufzufassen sind. Ueber diesen halbfertigen Bau transgredierte die bekannten Sedimente des Mio-Pliozäns, auch sie wurden in gleicher Weise wie die Torrettaserie zerbrochen, doch kam es in dieser Serie weniger zu steilen Verkippungen.

Tektonogenetisch gesehen sind die folgenden Momente von Bedeutung. In der Oberkreide, im Eozän und im unteren Oligozän befindet sich das Gebiet in einer nur wenig tiefer als die eigentlichen Riffe gelegenen Zone mit etwas schwächerer Senkungstendenz als im benachbarten Gebiet der Maiella, dafür aber in einer Zone intensiver vulkanischer Tätigkeit wahrscheinlich basischen Charakters. Im mittleren und oberen Oligozän, der ersten wichtigen Hebungsphase der Maiella, ist diese Zone gewissermaßen durch einen negativen Paroxysmus, d. h. durch sehr ausgesprochene Senkungsbewegung

gekennzeichnet. Die Subsidenz fand wahrscheinlich im Burdigalien ihren Abschluß; während dieser Phase und nachher wurden die Tone der argille scagliose wegen der schweren Ueberdeckung mit frischen Sedimenten schließlich, wie schon erwähnt, heraufgequetscht, was die Durchbrechung der Decke der Torrettaserie und ihre Zergliederung in zahlreiche unzusammenhängende Blöcke zur Folge hatte. Erst im Mio-Pliozän war dann die Zone erneuter intensiver Senkung unterworfen, der während des Pliozäns wiederum eine Aufbruch- und eine Hebungsphase folgten. Schließlich wurde post-pliozän auch diese Zone gemeinsam mit den anderen Zonen heraufgehoben. Die uns hier besonders interessierenden Aufbruchs- und Hebungsphasen führten zu den steilen Aufschiebungen gegen die Maiella, die dafür verantwortlich sind, daß der, an sich schon schmale Streifen des primär schon brüskten Faziesüberganges zwischen den argille scagliose und den Rudistenriffkalken der Maiella noch weiter verengt und der Gegensatz dadurch verstärkt wurde. Wir sind folglich der Meinung, daß während einzelner, nicht genauer festzulegender Phasen die beiden Faziesräume sich etwas näher gerückt wurden, wobei wir die Breite des Zusammenschubes recht niedrig (2—10 km) einschätzen.

Angeichts der typischen argille scagliose-Tektonik ist eine weitergehende Aufgliederung in tektonische Elemente überflüssig, da diese nur zu einer Aufzählung und Benennung der einzelnen Schollen jüngerer Gesteine führen würde, deren Verteilung aus der Kartenskizze und den Profilen hervorgehen. Irgend eine Zonenanordnung verschiedener Serien ist innerhalb unseres Untersuchungsgebietes nicht zu erkennen, wobei aber betont sei, daß eine solche außerhalb des Untersuchungsgebietes, sobald wir uns vom Rand der Kalkmassive wegbewegen, wohl durchführbar ist. Dies geht aus den topographischen Karten und aus den wenigen Angaben von SACCO (624) und anderen Autoren hervor. Das einzige, was man wohl ganz allgemein über die Tektonik der von uns untersuchten Zone der argille scagliose aussagen kann, ist, daß eine gewisse lineare Anordnung der verschiedenen Gesteinsgruppen oft durch die wirren Verhältnisse hindurchschimmert, daß weiterhin lineare Züge in der Topographie zu erkennen sind, deren Streichrichtungen irgendwie konform mit denjenigen der Maiella verlaufen. Diese Erscheinung fällt besonders im südlichsten Teil der Zone (Monte Pizi bei Palena) auf, ferner auch an der Grenze zwischen der mio-pliozänen Umrandung der Maiella und der argille scagliose-Zone, wo diese Grenze in der Gegend zwischen Taranta und Palombaro auf dem Kartenbild oft wie geschnitten erscheint. Tatsächlich tritt der Kontakt in der Gegend der Tre Valloni, etwa 2 km westlich Fara San Martino, das heißt an der einzigen Stelle, wo die Verhältnisse wegen intensiven «badlands»-Bildung befriedigend aufgeschlossen sind, als mehr oder weniger senkrecht stehende Grenzlinie zwischen beiden Formationen deutlich zu Tage. Ähnliche Verhältnisse herrschen im Aventinotal zwischen Taranta und Lama dei Peligni. Sicher überdeckt der meist steilstehende Kontakt zwischen Mio-Pliozän und argille scagliose die Lage etwas. Er ist in der letzten post-mio-pliozänen Phase entstanden, während die Tone der argille scagliose schon vorher an wahrscheinlich steil herangestellten Aufschiebungsflächen an die Maiella herangeschoben wurden.

Von einer gewissen tektonischen Bedeutung ist auch der schmale, flach aufgeschobene Streifen der argille scagliose, der von der Gegend unterhalb Gurdiagrele, stetsfort dem linken Talhang des Fosso Lajo folgend, bis zum Aventinotal hinüber zieht. Nach der neuesten Interpretation von LIPPARINI (443) ist dieser flach auf das Mio-Pliozän aufgeschobene Streifen direkt mit den argille scagliose von Palombaro und der Gegend von Pissavini verbunden. Von diesem Autor wird hierin ein Beweis dafür ge-

sehen, daß nach dem Mio-Pliozän die Tone der argille scagliose in Form einer allochthonen fließenden Masse über die Sedimente des Mio-Pliozäns hinweggeflossen sind. Wir haben an anderer Stelle bereits stratigraphische Bedenken gegen diese Auffassung geäußert, da man unseres Erachtens wohl sicher annehmen kann, daß das Mio-Pliozän über eine tektonisch sehr akzentuierte argille scagliose-Torrettaserie-Einheit transgredierte, was vor allem durch die zahlreichen mio-pliozänen Schollen im Bereich der argille scagliose bewiesen wird, die wohl kaum als Schürflinge in dieser träge fließenden Tonmasse aufgefaßt werden können, obwohl diese Interpretation geometrisch ebenso zulässig ist wie die unsrige; ferner sei mit Nachdruck auf den auffallenden Kontakt der vielleicht noch ins Helvétien zu stellenden Roccasandsteine mit den Gesteinen der Torrettaserie an der Straßenkurve von Castellarso zwischen Palombaro und Fara San Martino hingewiesen, wo offensichtlich eine eigentliche sedimentäre Diskordanz vorliegt. Diese Roccasandsteine gehen nach oben zu ganz eindeutig in Sedimente des Mio-Pliozäns über, wie sie nach der erwähnten Straßenkurve etwas weiter in Richtung gegen Palombaro anstehen.

Nach all dem ist es unwahrscheinlich, daß nun die sicherlich die argille scagliose überlagernden Einheiten des Mio-Pliozäns ihrerseits wieder tektonisch von argille scagliose überlagert worden wären und daß diese Ueberlagerung in der kurzen Zeitspanne zwischen Sarmatien-Pontien und eigentlichem Piacentin stattgefunden haben sollte, denn basale Aufarbeitungsbrekzien oder Konglomerate mit Elementen der argille scagliose wurden an der Basis des Pliozäns in unserem Gebiet nie gefunden und auch von anderen Punkten sind ähnliche tektonische Einlagerungen einer argille scagliose Fließmasse zwischen Mio-Pliozän und eigentlichem Pliozän unbekannt.

Eine Tatsache läßt sich aber nicht leugnen, nämlich die, daß die argille scagliose auf einer beachtlichen Breite in der Gegend von Pietrapiane, südlich Guardiagrele, die Sedimente des Mio-Pliozäns in scharf geschnittenem Kontakt an einer relativ flach ostwärts fallenden Fläche überschieben. Wir sehen jedoch hierin — wie schon erwähnt und auf den Profilen dargestellt — nur eine lokale Aufschiebung, an einer vorgezeichneten, diesmal schiefstehenden Fläche. Rekonstruiert man das Streichen dieser Fläche aus der topographischen Intersektion, so ist auffallend, wie dieses SE—NW verläuft, ganz analog dem Streichen der weit steiler stehenden Brüche der benachbarten Zone der Maiella.

9. Die Zone der pliozänen und quartären Sedimente

Sie liegt jenseits der NE-Grenze unseres Untersuchungsgebietes und gehört nicht mehr in den Bereich unserer Studien. Zur Tektogenese der Zone sei immerhin folgendes festgestellt: Die Schichten des untersten Pliozäns transgredieren hier über ein weitgehend tektonisch deformiertes Gebiet und bedecken vorallem die nördlichsten Aufschlüsse der argille scagliose der Molise, d. h. — und dies ist vor allem für die erdölgeologische Betrachtung der adriatischen Randzone von Bedeutung — die pliozänen Sedimente transgredieren weit ausgesprochener über schon vorgebildete Strukturen, in weit stärkerem Maß als dies etwa die Sedimente des Mio-Pliozäns auch schon tun. Wichtig ist ferner, daß die Sedimente des untersten Quartärs (Calabrien) offensichtlich in einem litoralen kontinentalen Milieu abgelagert, also etwa auf Meereshöhe gebildet wurden, worauf sie in einer relativ kurzen Zeitspanne bis zur Gegenwart auf ihre heutige Höhe von mehr als 500 m heraufgehoben wurden. Anscheinend hat diese Hebung in mehr oder weniger starkem Ausmaß das ganze Untersuchungsgebiet betroffen,

wobei bei der blockartigen Abgrenzung der einzelnen tektonischen Einheiten differenzielle Bewegungen ebenfalls eine große Rolle gespielt haben. Wir müssen uns nämlich die Hebung, auch innerhalb dieser Pliozän-Unterquartäreinheit, durchaus nicht überall gleichartig vorstellen. Daß ausgesprochene Verbiegungen zur Bildung flachliegender Aufwölbungen und Senkungen führt, geht ja auch aus den Strukturkurven von CASTIGLIONI (124) recht deutlich hervor, obschon dort der Verlauf der Kurven nur skizzenhaft dargestellt ist. Ein anderer tektonisch bedeutender Faktor ist das erneute Auftreten von Brüchen. Sie sind im Gebiet von Turrivallignani, wo wir sie auf unserer Kartenskizze eingetragen haben, deutlich aufgeschlossen, im übrigen Teil konnten wir ihre Anwesenheit im Feld nicht mehr bestätigen, wir begnügten uns daher damit, die aus der topographischen Darstellung resultierenden Lineamente herauszuzeichnen, wobei wir, bei aller Skepsis gegenüber diesem Vorgehen, dennoch qualitativ feststellen konnten, daß auch innerhalb der Pliozän-Quartärzone die gleichen Richtungen vorwiegen, die wir im übrigen Terrain bereits beobachtet hatten.

G. Einige Daten zur geophysikalischen Charakteristik des Untersuchungsgebietes

Seismische Verhältnisse: Eine moderne, von M. BARATTA (783) zusammengestellte Karte der seismischen Verhältnisse findet man im Atlante Fisico Economico d'Italia. Aus dieser Karte erkennt man, daß ein Gürtel starker Erdbebenstätigkeit sich nördlich des Sinni-Tales (mit Mündung im Golf von Tarent) über die Provinzen von Potenza, Benevento, Campobasso, über das Gebiet der Maiella und des Gran'Sasso und schließlich über die Monti della Laga und die Randgebiete der umbrischen Randaufschiebung bis zum obersten Neratal erstreckt. Tektonisch entspricht dieser Gürtel im großen Ganzen den Randketten des Kalkapennins und der Molisezone.

Betrachtet man den lokalen Verlauf und die Intensität der Erdbeben innerhalb dieser Zone, so fällt in erster Linie auf, daß unser gesamtes Untersuchungsgebiet ziemlich genau einem Gebiet mit «Sismicità catastrofica» entspricht. Dieses dehnt sich gegen Süden noch etwas über das Sangrotal hinaus. Ferner sieht man, daß von unserem Untersuchungsgebiet ausgehend ein Ast mit «sismicità intensissima» über die Pescaraschlucht bei Popoli und über die Zone zwischen dem Aternotal und der Depression von Barisciano-Navelli bis ins Becken von Aquila hinein reicht, von dort weitet sich die Zone wiederum aus und dehnt sich über die östlichen Randgebiete der Sibillini und vor allem über die Monti della Laga aus. Gegen Süden dehnt sich diese Zone vor allem über die Molisezone aus und weist ein außerordentliches Maximum in der östlich dem Gebirge des Matese vorgelagerten Provinz von Campobasso auf. Interessant ist nun aber der scharfe Kontrast zu anderen benachbarten Gebieten. So ist die eigentliche Gran'Sasso Kette praktisch frei von Erdbeben, während sich die Gruppe des Velino-Sirente am Rande eines anderen großen Erdbebengebietes, desjenigen von Avezzano, befindet, das von unserem Gebiet durch eine von Erdbeben freie Zone, etwa unserer tektonischen Zone 13 entsprechend (siehe S. 239), getrennt ist. Ebenso weist die adriatische unterquartäre Hochebene praktisch keine Erdbebenstätigkeit auf, während an der eigentlichen adriatischen Küste schwache Beben gemeldet werden.

Unser Untersuchungsgebiet befindet sich also im Zentrum des stärksten Erdbebengebietes Italiens. Sowohl die Ebene von Sulmona, als auch der Morrone, die Maiella und das östlichste Gebiet der argille scagliose wurden von jeher in starkem Maße von Erdbeben betroffen.

Die zusammenfassende Darstellungsweise einer seismischen Uebersicht gibt nur ungenügend Aufschlüsse über die lokale Verbreitung einzelner Erdbeben. Aus den Berichten geht aber hervor, daß viele der Beben sehr lokaler Natur und voneinander unabhängig sind, da von nahe beieinander liegenden Ortschaften nur einzelne betroffen werden, während andere unberührt bleiben.

Das gesamte Untersuchungsgebiet ist heute eines der tektonisch aktivsten Gebiete Italiens, was die gut erhaltenen, oft kaum verkarsteten, in der Morphologie so auffallenden Bruchzonen ebenfalls glänzend bestätigen. Sicher sind es Verschiebungen an diesen Bruchflächen, die

eine so starke Erdbeben­­tätigkeit verursachen. Diese Behauptung wird scheinbar dadurch abgeschwächt, daß das Gebiet der argille scagliose des Aventinotales ebenfalls von zahlreichen Erdbeben betroffen wird. In Wirklichkeit stützt diese Erscheinung unsere Auffassung, wonach zahlreiche lineare, morphologisch-topographisch erscheinende Elemente nichts anderes darstellen, als im Untergrund der argille scagliose verborgene Verwerfungen und Verwerfungsblöcke, die, wenigstens teilweise, indirekt die Tektonik dieser Zone beeinflussen.

Betrachtet man die Stellung des anfänglich erwähnten Gürtels seismischer Intensität im gesamten italienischen Raum, so fällt ganz besonders auf, daß die Zone südlich des Monte Pollino ihre Fortsetzung an der Westküste Kalabriens hat, von wo sie direkt auf das Plateau der Monti Iblei in SE-Sizilien hinüberspringt. Die ganze Zone bildet somit einen gegen E konvexen Bogen der, grosso modo, parallel mit einem innern Bogen intensivster vulkanischer Aktivität verläuft, von der er durch eine Zone schwächster seismischer Intensität getrennt ist. Zu diesem inneren vulkanischen Bogen gehören die römischen und neapolitanischen Vulkane, diejenigen der liparischen Inseln und schließlich der Aetna auf Sizilien. Eine analoge Disposition ist bei zahlreichen Inselbögen beobachtet worden und gab Anlaß zu ausgedehnten Diskussionen, deren Folgen vielleicht für die tektonische Beurteilung des gesamten Apennins von Bedeutung sein könnten (vergl. UMBROGROVE, 798).

Die Schwereverhältnisse: Auch hier beschränken wir uns auf Andeutungen, die nur dazu dienen, das geologische Bild des Untersuchungsgebietes vollständiger zu machen. Die Uebersichtskarte des Atlante fisco-economico (783) zeigt deutlich, daß unser Gebiet sich immer noch im Bereich der Zone negativer Schweranomalien befindet, die die gesamte Poebene beherrscht und von dort längs dem adriatischen Küstensaum bis in die Provinz von Campobasso vorstößt. Sie hat ihre Verlängerung in der von COSTER (192) im Ionischen Meer dargestellten Zone negativer Schwereanomalien, die im Golf von Tarent auf das italienische Festland übertritt. Aus der oben erwähnten Uebersichtskarte geht ferner hervor, daß gerade im Gebiet der Maiella und etwas nördlich davon eine lokale Schweresynklinale nachgewiesen wurde.

Ohne auf die Bedeutung dieser Daten näher einzugehen, sei auf die besonderen Schwereverhältnisse in unserem Untersuchungsgebiet hingewiesen, die vielleicht der Ausdruck der gewaltigen Sedimentmächtigkeiten sind, die in diesem Gebiet vorhanden sein müssen, wobei vor allem die Mächtigkeit der pliozänen Ablagerungen, aber auch die der kretazischen Riffkalke ausschlaggebend sein dürften.

Bei näherer Betrachtung der Zone negativer Anomalien erkennt man, daß die östlich anschließende apulische Tafel ausgesprochen positiv ist und daß sich westlich von der negativen Zone der Adria ein ebenfalls positives Areal befindet, das die westlichen Ketten der Abruzzen, die römische Vulkanprovinz, sowie die Gebiete der Catena metallifera der Toscana und der südlichen apuanischen Alpen umfaßt. Letzteres erscheint uns besonders interessant, da ja bekanntlich diese Gegend der Toscana von den verschiedensten Autoren als Gebiet mit ausgesprochener Deckentektonik betrachtet wird.

H. Bemerkungen zur Morphologie

(In Zusammenarbeit mit J. DEMANGEOT)

Herr J. DEMANGEOT hatte die Freundlichkeit, uns für diese Arbeit eine Zusammenfassung der wichtigsten, das Untersuchungsgebiet betreffenden, morphologischen Probleme zur Verfügung zu stellen, wofür wir ihm an dieser Stelle unseren verbindlichsten Dank aussprechen möchten. Die wenigen nun folgenden Bemerkungen behuhen zum größten Teil auf dieser Zusammenfassung.

Im Verlaufe der stratigraphischen und tektonischen Beschreibung wurde mehrmals auf die Erosionsformen des Untersuchungsgebietes hingewiesen. So wurde gezeigt, daß die meisten Brüche eine morphologisch dominierende Rolle spielen, da sie den Lauf der meisten Täler diktieren. Ebenfalls wurde auf die verschiedenartigen Karsterscheinungen hingewiesen, schließlich wurden die quartären und rezenten Ablagerungen kurz behandelt und hierbei auf die quartäre Vergletscherung hingewiesen. Alle diese Erscheinungen sind in erster Linie Gegenstände morphologischer Betrachtung.

Immerhin müssen wir jedoch eine Erscheinung, die im Zusammenhang mit der Tektonogenese der Maiella von höchster Bedeutung ist, näher beleuchten, nämlich das Auftreten einzelner kleiner Verflachungen und Auebungen der Oberfläche, die vor allem an der Maiella gut in Erscheinung treten. Mit dieser Frage hängt noch die weitere nach der Entstehung der gesamten von cañonartigen Tälern durchschnittenen Oberfläche der Maiella und diejenige nach der Entstehung der Gipfelebene des Morrone zusammen.

Zunächst fällt auf der topographischen Karte der Maiella und unserer Kartenskizze auf, daß vor allem im Gebiet der nördlichen Maiella, doch auch in der Gipfelregion dieses Massives, recht häufig eigentliche Einebnungen auftreten, die gegen außen von ausgesprochenen Terrainkanten begrenzt sind. (Auf der Legende mit Terrainkanten bezeichnet.) Man wird erst dazu verleitet, diese Einebnungsflächen in Systeme von gewisser Höhe einzuteilen und sie dann gewissermaßen chronologisch-stratigraphisch zu behandeln. Doch sieht man recht bald, daß alle Korrelations-Versuche vorderhand nur schwer möglich sind, da die Art unserer Untersuchungen in erster Linie andere Ziele als diese vor Augen hatte. Offensichtlich läßt sich an der nördlichen Maiella eine gewisse Gesetzmäßigkeit dieser stockwerkartig angeordneten Einebnungsflächen, die sich manchmal seitlich miteinander verbinden lassen, nachweisen. Herr J. DEMANGEOT teilt folgendes über die Flächen, die er aus Terrainbeobachtung und der Analyse der Karte abgeleitet hat, mit: Ueber 4 Dörfern der nördlichen Maiella ordnen sich die Einebnungsflächen folgendermassen an, wobei starke Höhendifferenzen in den Quoten derselben Einebnungen, welche auf nachträgliche Bruchverstellungen innerhalb derselben zurückzuführen sind, jeweiligen mit dem Buchstaben B gekennzeichnet wurden.

	Roccamorice	Lettomanoppello	Manoppello	Pretoro
V	1.600 m	1.600 m	1.650 m	1.600 m
IV	1.350	1.350—1.400	1.375	1.450—1.500
III	1.125—1.200 (B)	1.050—1.150 (B)	950—1.200 (B)	1.150
II	700—775	775—850 (B)	650—750	800—950 (B)
I	550—600 (B)	600	550	650

Doch lassen sich außer den angegebenen Höhenlagen zahlreiche ähnliche Flächen nachweisen. Es sei nur an die Maielletta, an die Gipfelebene des Pesco Falcone, an die Ebene von Iaccione und an andere ähnliche Bildungen erinnert. Aehnliche Formen lassen sich auch am Morrone nachweisen, sie erscheinen auch in den Hügeln von Campo di Giove, ja sogar innerhalb der Depression von Caramanico.

Der Schlüssel zum Problem der Genese dieser Abflachungen ist durch die geologische Geschichte des Gebietes gegeben. In den vorhergehenden Kapiteln haben wir gezeigt, wie der Morrone und die Maiella zu verschiedenen Zeiten, blockartig und ruckweise, aus dem Meer herausgehoben wurden, was vor allem durch die Fazies und die Sedimentationsgeschichte dieser Gebirge bewiesen wird. Es erscheint somit ganz natürlich, daß zwischen den eigentlichen tektonischen Hebungsphasen sich auch solche ausgesprochener Ruhe eingeschaltet haben müssen, die die neu entstandenen kontinentalen Gebilde weitgehend der Erosion anheimstellten, was zur Bildung von Erosionsebenen führte, die nach ihrem Charakter mit einer auf festen Felsen gebildeten Küstenebene (engl. wave cut bench, marine bench) vergleichbar sind und die landwärts durch ein marines Kliff begrenzt sind, dem in unserem Fall der meist steile Anstieg hinter den Terrassen entspricht.

Es wäre verlockend und würde die paläogeographische Rekonstruktion, die wir aus der Sedimentationsgeschichte und Tektogenese ableiten, vervollständigen, wenn es gelänge, die Einebnungen in ein chronologisches System einzuordnen, das mit dem stratigraphischen korrelierbar wäre. Leider verunmöglichen zahlreiche Prozesse, die unsere Ebenen stark verändert haben, ihre kontinuierliche Verfolgung und die Rekonstruktion solcher Zusammenhänge. In erster Linie sind Brüche hierfür verantwortlich, in zweiter das von uns früher dargestellte individuelle Verhalten einzelner Bruchschollen.

Doch kann man natürlich das Alter der einzelnen Verflachungen eingrenzen, wenn man z. B. die höchst wahrscheinliche Annahme macht, das Niveau I des obigen Schemas sei dasjenige der Travertinebene von Montepiano und entspräche ungefähr der Unterquartärebene der adriatischen Küste. Folglich entsprächen alle höheren Ebenen der nördlichen Maiella älteren stratigraphischen Stufen. Die höchsten Vorkommen von mio-pliozänen Sedimenten im Untersuchungsgebiet liegen zwischen 1500 und 1600 Meter, so daß sich wahrscheinlich um und etwas über 1600 m die an den Ablagerungsraum anschließende marine Erosionsebene des Mio-Pliozäns befunden haben muß. Tatsächlich lassen sich an verschiedenen Stellen Abflachungen auf dieser Höhe feststellen, z. B. das Niveau V von DEMANGEOT, welches der großen Ebene etwas nördlich und unterhalb des Colle Remacinelli entspräche; eine ähnliche Ebene ist die gerade unter dem Pianogrande bei Caramanico liegende Verflachung und auch der Paß des Colle Affogato am Morrone. Die Sedimente des Helvétien reichen etwa bis 1800 m hinauf, so daß das entsprechende Erosionsniveau etwa auf 1900 m liegen würde, welches der Verflachung des Monte Rapino oder des südlichen Morrone di Pacentro entspräche. Die Sedimente des Burdigalien reichen naturgemäß etwas weiter hinauf und ihnen müßten noch höher gelegene Verebnungen entsprechen: auf fast 2000 m liegt die Maielletta und die ganze Gipfelebene des Morrone, die wir ja in der westlichen antithetischen Stufe dieses Berges (Element des Monte Capo d'Acero) und in der Höhe der Hügel von Campo di Giove wiederfinden. Den verschiedenen Stufen des Oligozäns entsprächen noch höher gelegene Ebenen an der Maiella, wie die von Jaccione, während sie am Morrone wieder mit den vorhergenannten Gipfelebenen zusammenfallen würden.

Eine solche Rekonstruktion ist stark hypothetischer Natur, sie sollte unbedingt überprüft werden. Wir selber werden sie in unserer paläogeographischen Rekonstruktion nicht weiter berücksichtigen; sie zeigt uns aber, auf welche Art die beobachteten «Terrassen» zu Stande gekommen sein können und daß wir größenordnungsgemäß mit der Rekonstruktion ganz gut zurechtkommen, trotzdem diese ja keineswegs dem ganz sicher individuellen tektonischen Verhalten der einzelnen Bruchblöcke Rechnung trägt und auch andere Faktoren der späteren Tektogenese nicht berücksichtigt.

Nach den obigen Erläuterungen ist die Entstehung der gesamten Oberfläche der Maiella leicht verständlich, und man begreift, daß bald kretazische, bald eozäne, bald miozäne Schichten geschnitten werden. Im scharfen Gegensatz zur Maiella kompensierten sich am Morrone Erosion und Hebung im ganzen Zeitraum zwischen Eozän-Kreidewende und Miozän, so daß die damalige Gipfelebene des Morrone sich ständig nur wenig über Meer befand und während dieser langen Zeit peneplainisiert wurde.

So läßt sich die Morphologie unseres Gebietes in erster Linie durch seine Tektogenese erklären. Man versteht nun auch, wie die einzelnen, tief eingeschnittenen Täler sich längs vorgezeichneten Schwächezonen bei der jeweiligen Hebung der Massive tief einfressen konnten. Viele Täler enden in V-förmigen Klusen, so die Bocca di Valle oberhalb Pennapedimonte, der Ausgang des Tales von Pennapedimonte und die enge Schlucht oberhalb Fara San Martino. Der Oberlauf der Täler der Maiella ist

oft U-förmig, was auf die Vergletscherung in den obersten Regionen hinweist. Hier treten einem zwei weitere Fragen entgegen, diejenige, warum im Gebiet der zentralen Maiella die Täler weit weniger entschieden vorgezeichneten Bruchzonen folgen als etwa in der südlichen und nördlichen Maiella und diejenige, warum die Maiella an sich weit stärker von Tälern durchschnitten wird als der Block des Morrone.

Im vorgehenden Kapitel sahen wir, wie der zentralen Maiella tektonisch eine ganz besondere Stellung zukommt, als ein Scharnier zwischen der im Oligozän sich aufwölbenden, südlichen und der im Oligozän-Helvétien subsidierenden, nördlichen Maiella, wie hier gerade die blockartige Hebung am stärksten war und wie die zentrale Maiella am intensivsten von Klüften und Brüchen durchzogen wird, womit die erste Frage zur Genüge beantwortet ist, da die intensive Klüftung sicherlich eventuell vorhandene Lineamente stark überprägt und diese gleichzeitig vermischt hat. Die Antwort auf die zweite Frage des vorgehenden Abschnitts finden wir ebenfalls in der tektonischen Entwicklung. Offensichtlich blieb der Morrone nach der eoziänen und schwachen oligozänen Phase bis zum Mio-Pliozän mehr oder weniger stabil, was dann zur Bildung der Gipfelebene führte, später folgte plötzlich in einem Ruck die intensive Hochhebung. Die ruckartige Natur der Bewegung ist wohl durch die intensive Kakiritisierung am W-Rand genügend bewiesen. Ein so plötzlicher Ruck führte sicher zu einer plötzlichen Trockenlegung des Morrone, so daß das Gebiet sich schließlich nur noch karstartig entwässerte, ohne daß Flüsse Zeit hatten, sich in das Massiv einzuschneiden. Auf die besondere Stellung des Pescaradurchbruchs und der Vellaschlucht wurde schon öfters hingewiesen, so daß wir hier nicht näher darauf eingehen.

Diese wenigen Zeilen sollen die morphologischen Probleme des Untersuchungsgebietes nur aufdecken, ohne ihre definitive Lösung zu geben. Die Beschreibung erhebt somit keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

I. Eingliederung der tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes in die Gesamttektonik der Apenninenhalbinsel und Vergleich mit anderen Gebieten

1. Einleitung und allgemeine tektonische Aspekte

Die tektonischen Elemente des Untersuchungsgebietes sind Glieder größerer, tektonisch übergeordneter Gro ßelemente. Die folgenden Zeilen sollen zunächst die von uns aufgestellte lokale tektonische Einteilung in einen weiteren Rahmen fügen, wobei wir uns, um die Grenzen unserer Problemstellung nicht zu überschreiten, auf die allernötigsten Hinweise auf die Nachbargebiete und auf Analogien mit weiter entfernten Gebieten beschränken.

Nur wenige Anhaltspunkte konnten von uns über die Beziehungen unseres Untersuchungsgebietes zu den Nachbargebieten und zum Gesamtbauplan des Apennins an Ort und Stelle gewonnen werden; um diese Lücken auszufüllen, wurde deshalb eine große Anzahl Publikationen verschiedener Autoren verarbeitet, die nur summarisch zitiert werden, um die Ausführung nicht unnötig in die Länge zu ziehen. Das Literaturverzeichnis möge zur Ergänzung dienen. Es stellt gleichzeitig eine Würdigung der großen, von zahlreichen, meist italienischen, Geologen geleisteten Arbeit dar.

Zahlreiche Publikationen behandeln die Gesamttektonik der Apenninenhalbinsel und ihre Stellung im mediterranen Raum. Ohne auf alle Arbeiten einzugehen, sei vor allem

auf die wichtigsten Zusammenfassungen verwiesen. (BENEO, 53, 54; BEHRMANN, 34; SACCO, 623, 624, 627; KOBER, 400, 401; dal PIAZ, 557; SEIDLITZ, 681; STAUB, 731—735; FABIANI & SEGRE, 282 und andere). Wir haben bewußt vermieden, in den nachstehenden Zeilen auf eine eingehendere Diskussion der großtektonischen Auffassungen des Apennins einzutreten, da die meisten von den Autoren berührten Fragen sich nicht oder nur zum geringsten Teil von unserem Gebiet aus allein entscheiden lassen. Vor allem steht in den genannten Arbeiten die prinzipielle Frage der Autochthonität oder Allochthonität der verschiedenen tektonischen Elemente des Apennins zur Diskussion. In unserem Falle sahen wir uns veranlaßt, eine weitgehende Autochthonität der in unserem Gebiet vertretenen Elemente anzunehmen. Ferner dominiert in den oben erwähnten Arbeiten die Frage nach den Schubrichtungen, beziehungsweise nach der Vergenz der verschiedenen tektonischen Gro ßelemente. Wie schon auf Seite 203 betont, lassen sich aus unserem Gebiet zu diesen von vornherein mit der Annahme beträchtlicher Verschiebungsbeträge rechnenden Fragen keine ausschlaggebenden Antworten ableiten; einerseits erscheint der Morrone von SW nach NE aufgeschoben, die Maiella von E nach W aufgeschoben und teilweise vertikal gehoben, andererseits läßt sich im Gebiet der argille scagliose keine bestimmte Vergenz feststellen. Der tektonische Baustil ist für die großtektonische Betrachtung ebenfalls von Bedeutung. Die Profile und unsere Ausführung zeigen, daß nach unserer Ansicht, in Bezug auf die Kalkmassive, der Stil des Bruchfaltengebirges und des typischen Bruchgebirges im Sinne von CLOOS (175) den Verhältnissen am ehesten gerecht wird, während im Falle der argille scagliose dieser, dort im tieferen Untergrunde sich fortsetzende Baustil durch die spezifische «Tontektonik» der argille scagliose fast vollständig verwischt ist. Die Tektonik in der Depression von Caramanico ist eine Kombination von Bruchtektonik und «endemischer» Beckentektonik im Sinne von PICARD (558).

Die Frage, inwiefern in unserem Gebiet eigentliche Geosynklinalen und welche spezielle Typen von solchen vorliegen, haben wir bisher bewußt umgangen, da uns der Begriff der Geosynklinale an sich nicht genügend definiert erscheint. Betrachtet man in der Definition der Geosynklinale die große Meerestiefe als ausschlaggebend, in der die Sedimentation vor sich gegangen ist, so sind unsere an sich sowohl in den Kalkmassiven wie in der argille scagliose-Zone stets in untiefen Meeren gebildete Sedimente allesamt sicher nicht geosynklinale Bildungen im Sinne einer solchen Definition. Wird eine kontinuierliche Senkung als allein maßgebend betrachtet, so ist sicherlich die Serie der Maiella wegen ihrer großen Mächtigkeit als «typisch geosynkinal» anzusehen. Wird in der Definition große geologische Mobilität als typische Eigenschaft einer Geosynkinalzone in Betracht gezogen, so sind ebenso sicher die Kalkmassive an sich großtektonisch gesehen mobiler als das Gebiet der argille scagliose. Betrachtet man den Ophiolitgehalt einer Serie, besonders in Verknüpfung mit Radiolariengesteinen als charakteristisch für den Geosynkinalcharakter einer Sedimentation, so können die spärlichen, von anderen Orten der argille scagliose der Molise erwähnten Ophiolitvorkommen als Beweis für die geosynklinale Natur des argille scagliose-Beckens herangezogen werden. Wir haben aber ausführlich alle Gründe angegeben, die uns zur Annahme einer Flachseennatur der Radiolariensedimente führen. Die intensivsten Bewegungen fanden in unserem Gebiet wahrscheinlich in den Kalkmassiven statt. Wir sehen somit, daß die Anwendung des Begriffes der Geosynklinale auf die Verhältnisse unseres Gebietes je nach der Fassung des Begriffes sehr verschieden ist. Wollte man den ursprünglichen Sinn der Definition von HALL und DANA beibehalten, so hätte die gesamte

marine Sedimentation im gesamten Untersuchungsgebiet in einem geosynklinalen Bereich stattgefunden, womit an und für sich wenig über den Charakter der einzelnen Zonen ausgesagt ist.

Eine weitere Frage großtektonischen Charakters ist die nach den axialen Schwankungen der einzelnen Elemente und ob aus diesen eine gewisse transversale Tektonik herauslesbar ist. Solche axiale Verbiegungen führen in den Alpen zu den wohl bekannten Kulminationen und Depressionen, die sich quer zum Streichen der tektonischen Zonen weithin durch das ganze Gebirge verfolgen lassen. Vor allem CAROZZI (106) hat in neuerer Zeit auf die Transversaltektonik auch der Apenninen hingewiesen. Diese Idee wurde von SEGRE (673) und DEMANGEOT (272) aufgenommen und erweitert. Im Grunde genommen handelt es sich hier um Erscheinungen, die von den Alpen her schon längst bekannt sind und die STAUB (732, 733) und andere Autoren schon vor langer Zeit auch in das tektonische Bild der Apenninen eingeführt hatten. Gerade STAUB hat mit Nachdruck auf die Bedeutung dieses Phänomens für das Verständnis des Baus der nördlichen Apenninen hingewiesen.

Einige der wichtigsten Charakterzüge der transversalen Kulminationen (nach CAROZZI) sind: Axiale Kulminationen von Falten; tektonische Fenster; Virgationen; topographische Hochgebiete; Zonen starker Seismizität; Lücken in der stratigraphischen Serie des Mesozoikums und des Tertiärs; neritische und litorale Sedimente, oft mit Aufarbeitungserscheinungen verbunden; Riff-Fazies; Lagunen-Fazies; paralische Sedimentation; Laterite und Bauxite. Im Gegensatz dazu sollen transversale Depressionen gekennzeichnet sein durch: Axiale Depression einzelner Elemente; Scharungen; interne Becken und transversal verlaufende Täler; mächtige marine Sedimentserien ohne wesentliche Lücken mit bathyaler Sedimentation; Petrol- oder Asphaltlagerstätten, und anderes mehr.

Eine Prüfung der von SEGRE (673) angegebenen transversalen Leitlinien nach diesen Gesichtspunkten führt zu folgenden Schlüssen:

Die erste Depression des Vomano fällt außer Betracht. Die nördliche abruzzesische Kulmination nach SEGRE verbindet den Monte Camicia der Gran'Sasso-Kette direkt mit dem Velino, wobei strukturelle Depressionen erster Ordnung, wie die Quartärbecken des Campo Imperatore und von Barisciano, San Demetrio bei Vestini nicht berücksichtigt werden.

Die zweite Depression verbindet die Schlucht des Pescara bei Popoli mit der Ebene von Avezzano. Hier handelt es sich tatsächlich um eine morphologisch-strukturelle Depression erster Ordnung, die schon von BENEIO (50) angegeben wurde, doch ist auffallend, wie im Morrone zu beiden Seiten der Pescara Schlucht die stratigraphische Serie weit lückenhafter entwickelt ist als etwa in der Maiella, die sich sowohl nach SEGRE, als auch nach CAROZZI über einer axialen Kulmination befindet.

Betrachten wir schließlich noch die südliche abruzzesische Kulmination, die nach SEGRE das Kap von Gaeta an der thyrrhenischen Küste mit den Höhen des Monte Marsicano-Montagna Grande westlich Scanno und mit der Maiella verbindet. CAROZZI hingegen verbindet das Kap Circeo südlich von Rom mit der Maiella, seine transversale Kulminationszone überquert die oben erwähnte transversale Depression von SEGRE. Die Verbindungslinie von SEGRE durchquert wiederum die axiale Depression der Quartärebene des Liritalen. Im Uebrigen verbindet die transversale Kulminationslinie von SEGRE die Oelvorkommen von San Giovanni Incarico mit den Asphaltlagern der zentralen Maiella, was durchaus der Ansicht CAROZZI's widerspricht, nach der solche Lagerstätten sich ausgerechnet auf Depressionslinien anordnen sollen.

Diese wenigen kritischen Bemerkungen lassen deutlich erkennen, daß die Theorie einer transversalen Tektonik im zentralen Apennin nicht leicht begründet werden kann, man gewinnt den Eindruck, daß die von SEGRE (673) und CAROZZI (106) gegebene Darstellung der Transversaltektonik die natürlichen Verhältnisse übertrieben vereinfacht.

In die Literatur wurden in neuer Zeit die Begriffe des innern und äußern Abruzzenbogens (SEGRE, 679; DEMANGEOT, 229) eingeführt. Nach unserer Auffassung

sind die betreffenden «Gebirgsbögen» weniger als kontinuierliche Faltenbögen aufzufassen, denn vielmehr als aus der Kombination flachwinklig sich schneidender Bruchsysteme heraus entstehende Gebirgsketten (verg. DEMANGEOT, 229).

2. Die Stratigraphie und die Elemente der „Abruzzenscholle des Zentralapennins“

Unsere Kalkmassive (Montagna del Morrone, Hügel von Campo di Giove, Monte Porrara und Montagna della Maiella) und die dazwischenliegende Depression von Carmanico bilden Unterzonen der von STAUB (735) als «Abruzzenscholle des Zentralapennins» bezeichneten großtektonischen Zone, während sie sich nach BEHRMANN (34) im Bereich der «zentralapenninischen Schwelle» befinden. Diese Zone ist im Nordwesten durch die auf Seite 94 beschriebene umbrisch-abruzzesische «Faziesgrenze» begrenzt, im W und SW bilden das thyrrenische Meer und die römische Vulkanprovinz die Grenzen, im SE ist die Zone der «argille scagliose» des Molise oder die «Molisezone» (STAUB, 733, 735) das begrenzende Element, während im NE die Zone der mio-pliozänen Sedimente des adriatischen Küstensaums direkt an die Abruzzenscholle angrenzt. Die südliche Fortsetzung der Abruzzenscholle des Zentralapennins findet man im Massiv des Matese und in den Gebirgen des südlichen Kalkapennins.

Die grundlegenden Feldbeobachtungen und Forschungen in dieser Zone stammen von DE ANGELIS D'OSSAT (14—16), BALDACCI & CANAVARI (22), BENEIO (39—54), BONARELLI (68—75), CASSETTI (107—122), CATALISANO (125—126), CHELUSSI (161—167), CREMA (193—205), DEMANGEOT (227—229), LOTTI (451—454), GRYZBOWSKI (340), MODERNI (480—481), NOVARESE (524—527), PARONA (538—544), PRINCIPI (569—577), RENZ (594, 595), SACCO (621—639), SCARSELLA (648—652), SEGRE (673—679) und zahlreichen anderen Autoren. Die folgenden Ausführungen stützen sich auf diese Arbeiten.

Strukturell und faziell sind wohl folgende Züge für die abruzzesische Zone charakteristisch.

1. Meist in der SE—NW-Richtung langgestreckte, horstartige Gebirgsketten, die meist an ihrer jeweiligen NE-Flanke den parallel dazu streichenden Grabenzonen an mehr oder weniger steil einfallenden Störungsflächen etwas aufgeschoben sind. In ihrem Innern werden diese Horste in der Längsrichtung und anderen Richtungen von Brüchen weiter aufgeteilt. Ueberhaupt dominiert ja die Bruchtektonik im ganzen Gebiet der Abruzzen.

2. Die Fazies des gesamten Mesozoikums, besonders aber die der Kreidesedimente ist meistens als typische Riff-Fazies ausgebildet. Diese geht gegen NW und NE zunächst in eine Vorriff-Fazies und dann definitiv in die eigentliche «Scaglia-Fazies» der südumbrischen Einheit über. In diesem Faziesgegensatz liegt der grundlegende Unterschied zwischen der zentralitalienischen Abruzzenscholle und dem nördlich daran anschliessenden Gebiet Umbriens, ein Unterschied, der immer wieder von zahlreichen Autoren betont worden ist, so von CREMA & LOTTI (205), BEHRMANN (34), RENZ (594), SCARSELLA (652) und SEGRE (679).

Die zwischen den Kalkmassiven eingeschlossenen, oft sehr schmalen Grabenzonen sind fast durchwegs mit Sedimenten des Mio-Pliozäns aufgefüllt, wobei bald eine sandige und quarzreiche Ausbildung, bald eine tonig-mergelige vorwiegt.

4. Im einzelnen scheinen die verschiedenen Kalkmassive eine verschiedene paläogeographisch-tektonische Entwicklung durchlaufen zu haben, was sich vor allem in Randgebieten der Abruzzenscholle, wie z. B. in unserem Untersuchungsgebiet bemerkbar

macht. Jedes einzelne heutige orographisch ausgeprägte Kalkmassiv innerhalb der Abruzzenscholle hat sich, wie unsere stratigraphische Analyse zeigt, seit der Kreide-Eozänwende tektonisch selbständig verhalten. Es zeigt sich deutlich, daß die Anlage der heutigen Detailtektonik der abruzzesischen Zone ins frühe Tertiär fällt und daß die einzelnen darauffolgenden Deformationsphasen die seit dieser Zeit bereits bestehenden Untereinheiten zu verschiedenen Zeiten tektonisch verschieden kräftig betroffen haben. Leider ist eine genauere, über unser Gebiet hinaus greifende Rekonstruktion der Verhältnisse wegen der noch ungenügenden detailstratigraphischen Erforschungen weiter Gebiete der Abruzzen unmöglich durchzuführen.

5. Die östlichen Randelemente der Abruzzenscholle sind strukturell etwas anders gestaltet wie die Hauptzone, weisen aber in der paläogeographischen Entwicklung der Sedimentserien viele gemeinsame Züge mit dieser auf. Die andersartige Struktur ist darin begründet, daß Bruchsysteme eine dominierende Rolle zu spielen beginnen, welche von den, sonst in den Zentral-Apenninen vorherrschenden, SE—NW-Richtungen (WE-System in der Gran'Sasso-Kette, NS-System in den Massiven der Maiella, der Kette des Monte Picca nördlich der Depression von Roccatagliata und der Kette der Arapietra nördlich des Corno Grande [Gran Sasso] abweichen).

Versuchen wir die Stratigraphie der Abruzzenscholle etwas eingehender darzustellen, so ergibt sich folgendes Bild. Die paläozoischen Sedimente sind in dieser Einheit nicht aufgeschlossen. Die nächstliegenden paläozoischen Vorkommen befinden sich in der südlichen Toscana (Verrucano-Fazies des Perm) und auf der pontinischen Insel Zannone im Golf von Gaeta (Phyllite des Perm [?]). Die mesozoische Serie setzt sich wie folgt zusammen:

Trias:

Lithologie: Graue kompakte Dolomite, dolomitische Kalke, weiße, zuckerkörnige Dolomite, schwarze, bituminöse Kalke und dolomitische Schiefer.

Fossilien und Stratigraphie:

Rhétien: *Avicula contorta*, *Bactryllium* sp.

Carnien (?) und Norien: *Megalodus gümbeli*, *Gervilleia exilis*, *Worthenia* sp., *Diplopora* sp.

Untergrenze: Unbekannt.

Obergrenze: Allmählicher Uebergang in die Schichten des unteren Lias.

Mächtigkeit: Die Schätzungen verschiedener Autoren schwanken zwischen mehr als 250 m und etwa 100 m.

Lokalitäten: Südlich Antrudoco; Hernikerberge, östlich von Rom; Gran'Sasso.

Unterer Lias (Hettangien-Lotharingien):

Lithologie: Graue oder weiße Gasteropodenkalke, helle, kristalline, dolomitische Kalke, weiße, kompakte, dolomitische Kalke, Dolomite, bituminöse, braune, dolomitische Kalke.

Fossilien und Stratigraphie: *Arietites solarioides*, *Phylloceras cylindricum*, *Lytoceras articulatum*, *Chemnitzia* sp., *Rhynchonella* sp.

Untergrenze: siehe Trias.

Obergrenze: In konkordanter Ueberlagerung folgen die Kalke mit Hornstein des mittleren Lias.

Mächtigkeit: 400—600 m.

Lokalitäten: Monti Ernici; Monti Simbruini; oberes Sangrotal; Gran'Sasso.

Mittlerer Lias (Pliensbachien-Domerien)

Lithologie: Mergelige, manchmal dolomitische, manchmal oolithische oft auch kompakte Kalke mit Hornsteinlagen und Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden.

Fossilien: *Phylloceras* sp., *Coeloceras* sp., *Harpoceras boscense*, *H. radans*, *H. comense*, *H. bifrons*, *Amaltheus spinatus*, *Dumortieria* sp., *Hildoceras* sp., *Lytoceras* sp., *Terebratulina* sp., *Rhynchonella* spp.

Untergrenze: Siehe unterer Lias.

Obergrenze: Uebergang in die mergeligen Kalke des oberen Lias.

Mächtigkeit: Die Schätzungen verschiedener Autoren schwanken zwischen 100 m und maximal 1500 m.

Lokalitäten: Umgebung von Scanno; oberes Sangrotal; Gran'Sasso.

Oberer Lias (Toarcien-Aalenien):

Lithologie: Mergelige, gelbliche und rote Kalke mit Ammoniten.

Fossilien: *Hildoceras comense*, *H. algovianum*, *Phylloceras doderleinianum*, *Harpoceras* sp., *Hammatoceras marteti*, *Posidonomya bronni*, *Rhynchonella* spp., *Rhynchonellina* spp., *Terebratula* spp., usw.

Untergrenze: Siehe mittlerer Lias.

Obergrenze: Normaler Uebergang in die Schichten des Dogger und Malm, teilweise diskordante Ueberlagerung durch die Schichten des Neocomien und durch jüngere Komplexe

Mächtigkeit: Wenige 100 m.

Lokalitäten: Umgebung von Scanno; Gran'Sasso.

Dogger und Malm:

Lithologie: Oolithische Kalke, kompakte weiße Aptychenkalke, Hydrozoenkalke mit *Ellipsactinia* sp.

Fossilien: Hydrozoen (*Ellipsactinia* sp. usw.), Korallen, Mollusken usw. Keine ausgesprochenen Leitformen.

Stratigraphie: Die Stratigraphie dieser Formationen ist nur ungenügend bearbeitet, ebenso ist die obere und untere Abgrenzung dieser Gruppe schlecht fixiert.

Untergrenze: Kontinuierlicher Uebergang aus den Sedimenten des Lias.

Obergrenze: Diskordante (?) Ueberlagerung durch die Kalke der unteren Kreide.

Mächtigkeit: Unbekannt, kaum 100 m überschreitend.

Lokalitäten: Umgebung von Scanno; Gran'Sasso.

Untere Kreide (Neocomien-Aptien):

Lithologie: Riffkalke und Dolomite mit Rudisten.

Fossilien: Rudisten, Gasteropoden und Hydrozoen.

Untergrenze: Wahrscheinlich diskordant über die tiefer liegenden Schichten.

Obergrenze: Allmählicher Uebergang in die Sedimente der oberen Kreide.

Mächtigkeit: 600 bis 800 m.

Obere Kreide (Cénomanien-Danien):

Lithologie: Rudistenriffkalke, dichte gelbliche und bräunliche Kalke, Gasteropodenkalke: abruzzesische Fazies s.s.; kreidige detritische Kalke, scaglia-Kalke, Fucoidenschiefer: Uebergangsfazies zur südumbrischen Fazies.

Fossilien: Siehe Seite 89 ff.

Untergrenze: Siehe untere Kreide.

Obergrenze: Diskordanz an der Kreide-Eozängrenze, Sedimentationslücke oder allmählicher Uebergang in die Schichten des Paleozäns.

Mächtigkeit: 700—1500 m.

Sedimente des Tertiärs und Quartärs sind innerhalb der Abruzzenscholle überall anzutreffen, doch sind die meisten vorhandenen Serien nur lückenhaft gegliedert und ihre Stratigraphie ist noch stets Gegenstand eingehender Untersuchungen. Wir glauben, daß die von uns dargestellten Tertiärverhältnisse nicht nur für unser Gebiet allein, sondern auch für die gesamte Abruzzenscholle charakteristisch sind. Es erscheint uns mit anderen Worten wahrscheinlich, daß auch außerhalb unseres Gebietes einzelne Blöcke der Abruzzenschollen eine vollständige, andere wiederum nur lückenhafte Tertiärserien aufweisen. Der erste Fall ist außer bei der Maiella, auch im Gran'Sasso-Gebiet und wahrscheinlich in den Sabinerbergen (Valle Licenza) verwirklicht, also in Randgebieten der Abruzzenscholle, während im zentralen Teil der Scholle das Tertiär nur unvollständig ausgebildet ist, wie es das Beispiel des Morrone und des nördlich daran anschließenden Monte Picca zeigt.

Diese summarische Zusammenfassung ist selbstverständlich weder vollständig, noch fehlerfrei. Wichtige Detailangaben zur Stratigraphie des Mesozoikums der Nachbargebiete des Untersuchungsgebietes findet man in den Arbeiten von PARONA & CREMA (543, 544) über die Montagna d'Ocre bei Aquila und in der Arbeit von BALDACCII & CANAVARI (22) über das Gebiet des zentralen Gran'Sasso. Im übrigen ist es ja ganz klar, daß bei einem sehr weitmaschigen Beobachtungsnetz die Auskünfte über die Stratigraphie eines so ausgedehnten Gebietes, wie das der Abruzzenscholle, lückenhaft sind. Doch lassen sich einige, namentlich da Mesozoikum betreffende, allgemeine Grundzüge bereits erkennen, die wie folgt umschrieben werden können.

1. Es bestätigt sich, daß schon in der Trias, dann im Lias und wahrscheinlich auch im Dogger-Malm die Abruzzenschwelle sich durch ihre litoralere Fazies (neritische Fazies von BEHRMANN) von der tiefneritischen bis bathyalen Fazies (pelagische Fazies von BEHRMANN) des umbrisch-toskanischen Gebietes deutlich unterschieden hat. Man trifft die abruzzesische Fazies erst wieder im Gargano und in Süditalien (in der Fortsetzung der Abruzzenschwelle) an, weshalb in diesen Gegenden analoge Sedimentationsbedingungen geherrscht haben müssen.

2. Die Stratigraphie des Dogger-Malm ist ungenügend abgeklärt, doch scheint aus den Karten von BENEIO (Blatt Sulmona und Blatt Alatri der Carta Geol. d'Italia) und aus denen von CREMA (Blatt Avezzano und Blatt Sora der C.G.I.) hervorzugehen, daß an der Jura-Kreidegrenze eine ausgesprochene Diskordanz vorhanden sein muß, die allerdings stratigraphisch noch nicht genau fixiert ist. Wir selber konnten eine ähnliche Erscheinung im Gebiet des Gran'Sasso beobachten (zwischen Monte Portella und Monte Corno und in der Kette Pizzo Corvo—Pizzo Intermesoli), doch sollte diese Beobachtung nochmals überprüft werden, da wir uns damals ihrer Bedeutung nicht so recht bewußt waren. Diese Diskordanz tritt offensichtlich an der Basis des Neocomiens auf und dürfte somit eine eigentliche kimmerische Phase in der Bildung der Apenninen widerspiegeln. Sie ist übrigens an verschiedenen anderen Orten des Apennins überzeugend dokumentiert. So liest man sie aus dem von SCARSELLA (648, 652) so schön kartierten Blatt Norcia der C.G.I. heraus, ferner aus den Profilen der Halbinsel Gargano von VIOLA & CASSETTI (813) und schließlich ja auch aus den Karten des Gebietes der apuanischen Alpen in der Toscana von D. ZACCAGNA.

Diese spätkimmerische Diskordanz an der Basis des Neocomien ist somit in weiten Bereichen des Apennins nachgewiesen, sie ist wahrscheinlich durch eine Faltung der almesozoischen Sedimente bedingt, die offensichtlich submarin stattgefunden hat, da an der oben erwähnten Lücke keinerlei Andeutungen für eine kontinentale Phase nachweisbar sind.

Wir möchten diesen Punkt hier nochmals betonen, da er vielleicht für die primäre Anlage der Rudistenriffe der Kreide von Bedeutung ist. Es könnte sein, daß diese Riffgebilde ursprünglich auf hochgelegenen Zonen des gefalteten Untergrundes angelegt wurden. Ebenso bedeutend ist dieser Punkt für die erdölgeologische Beurteilung des Gebietes, da diese Diskordanz sicherlich gute Akkumulationsmöglichkeiten bieten kann.

3. Auf die speziellen Faziesverhältnisse der Kreide wurde schon von zahlreichen Autoren hingewiesen, wohl am deutlichsten haben sie RENZ (594) und in neuerer Zeit SCARSELLA (652) dargestellt. Nach den bisherigen Untersuchungen scheint es, als ob die zentralen und südlichen Partien der Abruzzenscholle durchwegs in «abruzzesischer» Riff-Fazies ausgebildet worden wären, während man in den randlichen Partien den Uebergang zur umbrischen Fazies findet, die zur Hauptsache durch scaglia-Kalke charakterisiert ist. Als Gebiete dieser Uebergangs-Fazies betrachtet man die Sabinerberge östlich von Rom, die Berge des Monte Rua und des Gran'Sasso nördlich von Aquila und die nördliche Maiella, also die gleichen Gebiete, die durch eine vollständige Tertiärserie gekennzeichnet sind.

Insofern sind die Literaturangaben zu präzisieren, als man als Typus der abruzzesischen Fazies die eigentliche Rudistenriff-Fazies betrachten sollte (d. h. unsere Riffzone und Hinterriffzone), während die von RENZ (594) ausgeschiedene, «abruzzesische» Fazies eigentlich ausschließlich als Vorriff-Zone der abruzzesischen Fazies betrachtet werden sollte. Natürlich läßt sich diese Gliederung beliebig verfeinern, und die Bezeich-

nung der einzelnen Zonen bleibt letzten Endes eine Angelegenheit persönlichen Ermessens. Wichtig erscheint uns in erster Linie die Tatsache, daß sich der Uebergang in die umbrische Zone allmählich vollzieht und daß alle stratigraphischen Stufen der oberen Kreide in beiden Zonen lückenlos aufeinander folgen.

Um das Bild der Tektonik der Abruzzenscholle zu vervollständigen, seien noch kurz die einzelnen Unterelemente aufgezählt, wobei, wie schon im stratigraphischen Teil, nicht näher auf die Lage der einzelnen angeführten Lokalitäten eingegangen wird. Von der thyrrhenischen Küste zur adriatischen Ostküste der Apenninenhalbinsel fortschreitend, unterscheidet man folgende Zonen:

1. Zone der Kap Circeo.
2. Depression der pontinischen Sümpfe.
3. Zone der Monti Lepini, Monti Ausoni und Monti Aurunci.
4. Depression der Valle Latina.
5. Vulkane der Monti Albani, nördl. von 4. und an der Grenze gegen die umbrische Zone.
6. Zone der Monti Ernici, Monti Simbruini und des Monte Cairo bei Cassino.
7. Querdepression von Mandela, die die Zone 6 von den nördlich anschließenden Sabinerbergen trennt.
8. Depression der Valle Roveto.
9. Zone des Monte Cornacchia—Monte Bello—Monti Carseolani.
10. Zone des Monte Marcolano.
11. Depression des Fucino-Beckens.
12. Zone des Monte Velino.
13. Zone des Monte Meta—Monte Marsicano—Monte Greco—Monte Pratello—Monte Sirente—Monte d'Ocre—Monte Giano—Monte Calvo.
14. Zone des Monte Rotella—Monte Pizzalto.
15. Depression des Beckens von Sulmona.
16. Depression des oberen Aternotales.
17. Hügelzone von Vittorito—San Demetrio dei Vestini.
18. Depression von Barisciano—Navelli.
19. Hügelzone von Collepietro—Capestrano.
20. Depression des Beckens von Aquila.
21. Zone der Montagna del Morrone—Monte Porrara.
22. Zone der Maiella.
23. Zone des Gran'Sasso d'Italia.

Für den Vergleich mit unserem Gebiet interessiert uns hier nur die nördlich an unser Untersuchungsgebiet anschliessende Zone des Gran'Sasso. Nördlich der Pescara-schlucht von Popoli erkennt man schon innerhalb unseres Untersuchungsgebietes eine deutliche orographische Gabelung der Montagna del Morrone in zwei Aeste: In der Fortsetzung des Colle Castiglione, jenseits der Depression von Bussi, treten die Berge und Hügel der Zone von Collepietro—Capestrano auf, die gegen Norden in die der Gran'Sasso-Südseite vorgelagerten Hügel übergehen. Neben Kalken des Tithon treten auch in dieser Zone meist Rudistenkalke der Kreide und tertiäre Kalke auf, die bis jetzt noch nicht weiter gegliedert wurden. Allein in der Umgebung von Aquila wurden von RENZ (594) einige Profile aufgenommen, aus denen hervorgeht, daß jedenfalls die Schichten des Eozäns, des Oligozäns und des Miozäns in der besagten Zone vorhanden sind. Die allgemeine Streichrichtung dieser Hügelzone ist meist die SE—NW verlaufende apenninische Hauptrichtung. Jenseits des Monte Roccatagliata tritt als zweiter östlicher Ast der ursprünglichen Morronekette die Kette des Monte Picca—Monte Cappuciata auf, die wegen ihres NS-Streichens im stumpfen Winkel von der Montagna del Morrone abzweigt. Diese Gebirgsgruppe ist zu beiden Seiten von steil-stehenden Brüchen begrenzt. Bei der Forca di Penne erkennt man eine Querdepression, die durch transversal streichende Brüche bedingt ist und im Osten in einen mit mio-

pliozänen Sedimenten ausgefüllten Graben übergeht. Vom Monte Cappuciata gegen NW zweigt eine weitere, durch Verwerfungen begrenzte Gebirgskette, diejenige des Monte Pietra aspra—Monte Bolza ab, in der außer den üblichen Kreidekalken auch Kalke des tiefsten Mesozoikums anstehen sollen, deren stratigraphische Stellung jedoch umstritten ist. Der Kette des Monte Picca—Guado di Siella ist östlich eine Zone mit ausgesprochener Schuppung meist mio-pliozäner Elemente vorgelagert, die die Fortsetzung unserer Schuppenzone von Corvara—Roccacaramanico darstellt. Die Hauptkette des Monte Cappuciata schwenkt nördlich des Monte Guardiola im Zwischenstück des Guado di Siella nochmals in die apennine SE—NW-Streichrichtung um. An dieses Zwischenstück schließt sich dann die eigentliche, WE-streichende Gran'Sassokette an, die an ihrer Südseite alle südlich davon gelegenen, apenninisch streichenden Elemente abschneidet. Die Kette des Gran'Sasso erstreckt sich vom Monte Camicia im Osten zur Kette des Monte San Franco im Westen; sie ist sehr komplex gebaut und weist an der Südseite zahlreiche normale Brüche und Kakiritzonen auf, während an der Nordseite die schon mehrmals beschriebenen Aufschiebungen und eigentliche deckenartige Ueberschiebungen auftreten (Gruppe des Monte Camicia). In der Gran'Sassokette sind von der Trias aufwärts bis ins Pliozän alle wichtigen stratigraphischen Stufen aufgeschlossen (MORETTI, 493). Leider aber fehlt es noch an einer zuverlässigen übersichtlichen Darstellung der Verbreitung der verschiedenen stratigraphischen Abteilungen. Die tektonische Detailuntersuchung des Massivs ist, soweit dies ohne Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse möglich war, von DEMANGEOT (227—229) ausgeführt worden.

Nördlich des Corno Grande, des Hauptgipfels der Gran'Sassokette, zweigt von der Hauptkette eine NS streichende, horstartig gebaute Zone ab, die vorwiegend aus miozänen Kalken aufgebaut ist und die den Rücken der Arapietra bildet, der seinerseits über das Tal des Vomano hinweg im Massiv der Montagna dei Fiori seine strukturelle Fortsetzung findet. Diese strukturell der Maiella sehr ähnliche Aufwölbung ist faziell-stratigraphisch aber bereits durchaus als Element der umbrischen Zone zu betrachten.

Die summarische Beschreibung der Stratigraphie und Tektonik der Abruzzenscholle hatte keinen anderen Zweck als eine Uebersicht über dieses tektonische Großelement zu geben, dessen östliche Randzone ja von unserem Untersuchungsgebiet gebildet wird. Fassen wir kurz das Ergebnis zusammen: In der ganzen Abruzzenscholle dominieren dieselben tektonischen Richtungen, die wir auf S. 192 ff. aufgezählt haben, faziell ist das gesamte Mesozoikum in Riff-Fazies, insbesondere aber die Kreide in Rudistenriff-Fazies ausgebildet.

Faziell-stratigraphisch weist das Gebiet der Maiella eine gewisse Verwandtschaft mit der Gran'Sassokette auf, indem sich hier wie dort gegen die adriatische Küste hin der Uebergang von der eigentlich abruzzesischen Riff-Fazies in die Uebergangsfazies zur südumbrischen Fazies vollzieht.

3. Weitere Vergleiche mit anderen, der Abruzzenscholle naheliegenden Gebieten

In einer gesamttektonischen Betrachtung der Apenninenhalbinsel und benachbarter Gebiete spielen Vergleiche eine wichtige Rolle, wobei einerseits der tektonische Stil, andererseits eine analoge fazielle Entwicklung einzelner oder mehrerer stratigraphischen Stufen in Betracht kommen. Wir möchten hier speziell auf die umfassenden Studien von R. STAUB (734, 735) verweisen, in denen alle wesentlichen Elemente der vergleichenden Betrachtungen, Verwandtschaften sowohl des tektonischen Stils wie der

Fazies, in einer Synthese zusammengefaßt sind. Einige vor allem aus der Karte der erwähnten Arbeit (735) hervorgehende Züge seien hier kurz nochmals hervorgehoben:

1. Der südliche Kalkapennin stellt die unmittelbare Fortsetzung der Abruzzenscholle dar. Er ist durch eine verwandte stratigraphische Serie und durch einen identischen tektonischen Stil gekennzeichnet. Die leider nur lückenhaft erforschte Stratigraphie dieser Zone läßt nur in sehr beschränktem Masse Einzelvergleiche zu.

2. Die Tafel von Gargano—Apulien ist von der Abruzzenscholle und dem südlichen Kalkapennin durch die argille scagliose-Zone der Molise und durch den mit pliozänen Sedimenten aufgefüllten Graben des Bradanotales getrennt. Die Entwicklung des Mesozoikums in dieser Einheit steht derjenigen der Abruzzenscholle sehr nahe. Doch scheint, mit Ausnahme von Randpartien, die Entwicklung des Tertiärs weit lückenhafter als an der Maiella zu sein. Der tektonische Stil dieser Einheit ist nur graduell von demjenigen der Abruzzenscholle verschieden, da man hier eine reine Horst- und Grabentektonik antrifft, und keine auf Kompression zurückzuführende Ueberschiebungs- oder Aufschiebungsphänomene gefunden werden. Auf der Halbinsel Gargano scheint eine schwache Wölbung dieser nördlichen Scholle der apulischen Tafel stattgefunden zu haben. Eine reine Bruchtektonik, wie sie in der südlicheren, apulischen Scholle auftritt, konnten wir in SE-Sizilien feststellen, wobei diese Zone sich von den vorhergenannten durch enorme Mächtigkeiten oligozäner und miozäner Sedimente unterscheidet.

3. Die umbrischen Einheiten des Apennins unterscheiden sich von denen der Abruzzenscholle durch den mehr ausgesprochen pelagischen Charakter der Sedimente des Mesozoikums, wofür z. B. die weniger mächtige und mehr mergelige Ausbildung der scaglia der Oberkreide und des Tertiärs sprechen. Die Sedimentserie Umbriens eignete sich daher besser für eine plastische Verformung als die der Abruzzens, so tritt hier an Stelle der reinen Bruchtektonik eine Bruchfalten- und Faltentektonik auf, die die schon in den Abruzzens beobachtete Tendenz aufweist, gegen E überliegende Falten zu bilden. Außerdem treten in diesem Gebiet recht häufig die typischen Kofferfalten auf, sie weisen wahrscheinlich auf eine im Untergrund verborgene Bruchtektonik hin.

4. Die von STAUB (734, 735) als bellunesische Einheiten ausgeschiedenen Zonen der Südalpen haben, wie dieser Autor mit Nachdruck betont, eine große Ähnlichkeit mit der Tektonik und der Stratigraphie der Abruzzenscholle, und es besteht wohl kaum ein Zweifel, daß hier ganz analoge Gebiete vorliegen, wie das ja unsere Vergleiche mit der Stratigraphie des Vizentin deutlich zeigten. Um den Rahmen unserer Arbeit nicht noch mehr zu überschreiten, sei auf weitere detaillierte Vergleiche verzichtet, obwohl dies gerade im Bereich der Südalpen und weiter in den Gebieten Istriens und Dalmatiens eine höchst verlockende Aufgabe wäre, die allerdings eingehende Kenntnisse der speziellen stratigraphischen Verhältnisse dieser Zonen voraussetzt.

Zum Schluß sei noch besonders auf die Ähnlichkeiten in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht hingewiesen, die zur Geologie des nahen Osten bestehen. Namentlich die aus den neueren Arbeiten HENSON's (370, 372) hervorgehenden Verhältnisse, auf die wir schon mehrfach verwiesen haben, erinnern stellenweise sehr stark an die von uns untersuchten Gebiete.

4. Die Beziehungen unserer argille scagliose mit denen anderer Gebiete Italiens

Argille scagliose werden aus zahlreichen Gebieten Italiens gemeldet, wobei aber die Frage noch offen steht, ob überall wirklich die gleiche Formation vorliegt. Beziehungen zu Vorkommen in anderen Gebieten können entweder ausschließlich strati-

graphisch, nur lithologisch oder nur tektonisch sein oder es müssen bei der Beurteilung der Beziehungen alle die verschiedenen Gesichtspunkte berücksichtigt werden.

Die in Frage kommenden Gebiete sind:

1. Die Colli Torinesi bei Turin.
2. Die Nordapenninen Liguriens, der Emilia und der Nord-Toscana.
3. Der Apennin der Südtoscana.
4. Die Monti della Tolfa, nördlich Rom.
5. Die Zonen der Molise, des östlichen Campaniens und verschiedener Teile der Basilicata.
6. Zentral- und Süd-Sizilien.

Unmöglich können heute alle diese Vorkommen mit den unseren verglichen werden, da die Literatur noch zu unübersichtlich ist und da von zu verschiedenen Gesichtspunkten aus gearbeitet wurde. Die wichtigsten Arbeiten sind im Literaturverzeichnis angeführt. Aus persönlicher Erfahrung können wir lediglich bestätigen, daß die argille scagliose des Bologneser Apennins, diejenigen der Molise und diejenigen Siziliens lithologisch mit unseren vergleichbar sind, wobei aber nur argille scagliose sensu stricto in Betracht kommen. Die überlagernden und eingeschlossenen Serien sind in der Emilia anders geartet als in unserem Gebiet. Die stratigraphische Folge in Sizilien erscheint uns noch nicht genug abgeklärt, um detaillierte Vergleiche zu gestatten. Immerhin gibt es dort, neben argille scagliose, die den Brekzien der Torrettaserie ähnlichen Kalkbrekzien des Aquitanien-Burdigalien ([Mti. della Judica] vergl. MARCHESINI 459). Einzig das benachbarte Gebiet der Molise sollte noch etwas näher mit unseren Formationen verglichen werden. Von dort liegen zahlreiche Beobachtungen vor (CASSETTI, 107—119, 121, 122; CHECCHIA-RISPOLI, 135—160; SACCO, 624, 627; MARCHESINI, 460 und andere). Leider sind die betreffenden Kartenblätter, mit Ausnahme der Grenzblätter Isernia und San Severo, noch nicht erschienen, so daß man sich wohl über die Stratigraphie, nicht aber über die regionale Verbreitung der Stufen und über die Tektonik ein Bild machen kann. Aus den oben erwähnten Arbeiten geht hervor, daß man weiter südlich folgende Formationen unterscheiden kann:

1. Argille scagliose: Ihr Auftreten entspricht demjenigen unserer Beschreibung.
2. Formazione calcareo-marnosa: Lithothamnien-Bryozoenkalke, gelbliche Mergel, Brekzienbänke, «smektische» Tone.

Diese lithologischen Bezeichnungen verwendet CHECCHIA-RISPOLI (153—160). Bei dem von diesem Autor gesammelten Material, das wir dank der freundlichen Bewilligung von Prof. R. FABIANI, im Geologischen Institut der Universität in Rom besichtigen durften, handelt es sich faziell um die gleichen Typen, die wir in der Torrettaserie unseres Gebietes ausscheiden konnten. Die Serie enthält in der Capitanata allerdings nur sporadische Brekzienbänke, was leicht mit der Distanz von den Kalkmassiven des Zentralapennins und des Gargano erklärt werden kann, von denen sich, wie wir gesehen haben, das Material unserer Brekzien losgelöst hat. Auffallend ist das Auftreten der gleichen Mischfaunen, deren Alter früher als Eozän betrachtet, dann aber dank der letzten Forschungen von CHECCHIA-RISPOLI (153, 155—160) und MARCHESINI (459—460) in jüngere Stufen gestellt wurde. CHECCHIA-RISPOLI erwähnt außer den üblichen aufgearbeiteten Foraminiferenfaunen, folgende Makrofossilien: *Aequipecten scabrella*, *Aequipecten haveri*, *Ostrea langhiana*, Stacheln von *Cythocidaris avenionensis* und isolierte Zäne von *Chrysophrys* sp., *Sargus* sp., *Oxyrhina bastalis* und *Alopecias latidens*, die ein unter-mittelmiozänes Alter der unserer Torretta-

serie nahestehenden formazione calcareo-marnosa bestätigten. So unterscheidet CHECCHIA-RISPOLI in der Capitanata eine oligozäne, eine untermiozäne und eine mittelmiozäne Brekzie. Weiterhin interessieren uns die smektischen Tone, die CHECCHIA-RISPOLI (154) beschrieben hat, sie deuten auf eine Verwandtschaft mit unseren Tuffen der Torrettaserie hin. VIGHI (812) hat ebenfalls smektische Tone aus der Provinz von Avellino untersucht. Er konnte Montmorillonit, faserige Aggregate, die er als Chalcedon bezeichnet, außerdem Plagioklas (Andesin), Quarzsplitter, Karbonate und Splitter von Orthoklas nachweisen. Er errechnet etwa 10% akzessorische Mineralien, 40 % Montmorillonit und 50 % Kieselsubstanz. Es handle sich offensichtlich um einen weitgehend entglasten Tuff. Uebrigens fand VIGHI auch noch zahlreiche Diatomeen. Da die geologische Situation des Gesteins nicht angegeben ist, können wir unter Vorbehalt annehmen, es handle sich um ein Gestein der formazione calcareo marnosa von CHECCHIA-RISPOLI, das vielleicht unseren Tuffen nahesteht.

3. Gelbliche oder braune, mehr oder weniger verfestigte Sandsteine werden sowohl von CHECCHIA-RISPOLI auf dem Blatt San Severo der C.G.I. als auch von CASSETTI auf dem Blatt Isernia der C.G.I. ausgeschieden. Eine kurze Exkursion in das Gebiet von Campobasso und des Matese hat uns in der Vermutung bekräftigt, daß diese Sandsteine teilweise den Sandsteinen und Konglomeraten unseres Mio-Pliozäns entsprechen (s. Seiten 23, 206), ein anderer Teil dürfte vielleicht auch Helvétien-Alter haben, wie dies die Faunenlisten von CHECCHIA-RISPOLI andeuten. Jedenfalls bestehen vielfache Beziehungen zu unserem Gebiet, doch leider sind die genauen Verhältnisse noch nicht genügend abgeklärt.

In einem zukünftigen Arbeitsprogramm sollte eine genaue Untersuchung der Stratigraphie der Molise Aufnahme finden. Im Zentrum des Molisebeckens sind vollständiger und klarere Verhältnisse zu erwarten, weil hier vom Rand der Kalkmassive der Apenninen ausgehende Störungen fehlen. Dabei sollten die folgenden Fragen berücksichtigt werden:

1. Entspricht, wie wir vermuten, tatsächlich ein Teil der argille scagliose den Tonen des Mio-Pliozäns?
2. Sind die argille scagliose im ganzen Gebiet gleichgeartet?
3. Lassen sich Vorkommen unserer Tarantaserie weiter im Süden bestätigen?
4. Enthalten die argille scagliose der Molise keine Ophiolite mehr?
5. Sind die «formazione calcareo marnosa» von CHECCHIA-RISPOLI und die «breccie nummulitiche» von CASSETTI, wie wir vermuten, unserer Torrettaserie gleichzustellen und läßt sich diese Serie im Sinne CHECCHIA-RISPOLI's in Oligozän, Aquitanien und Burdigalien (eventuell Helvétien) unterteilen?
6. Entsprechen die Sandsteine, die von CHECCHIA-RISPOLI, CASSETTI und SACCO und anderen erwähnt werden, zu einem großen Teil unserem Mio-Pliozän und läßt sich in ihnen noch eine Untergruppe ausscheiden, die dem Helvétien entspricht?

Dies sind die naheliegendsten Fragen, die sich aus unserer Untersuchung des Gebietes zwischen F. Aventino und F. Sangro ergeben. Es wäre außerdem noch wünschenswert, nicht nur die Aehnlichkeit mit, sondern auch die Unterschiede zu den argille scagliose-Formationen anderer Gegenden Italiens zu untersuchen. Ohne Zweifel wird auch die Altersbestimmung der genannten Formationen eindeutiger festlegbar sein.

VII. Bemerkungen zu den Erdöl- und Asphaltlagerstätten des Untersuchungsgebietes

Einleitung: Zahlreiche nutzbare Mineralvorkommen befinden sich in unserem Untersuchungsgebiet; die meisten sind kaum von wirtschaftlicher Bedeutung, so z. B. die Bauxit-Vorkommen, die Erzvorkommen und die Kohlevorkommen des Gebietes zwischen F. Aventino und F. Sangro. Eine größere Bedeutung kommt dagegen den Asphaltlagerstätten und den Erdölvorkommen, die besonders in der Nordhälfte des Untersuchungsgebietes auftreten, zu. Sie sollen im Folgenden summarisch beschrieben werden, im Anschluß daran sollen einige Fragen ihrer Genese noch kurz gestreift werden.

A. Die Erdölvorkommen von Tocco da Casauria

Etwa 1,5 km SW von Tocco da Casauria, am Fuß des sogenannten Colle d'Oro befindet sich ein kleines, produzierendes Erdölfeld. Schon seit frühesten Zeiten fiel den Bewohnern der Gegend auf, daß bei den sogenannten Sorgenti di Petrolio jeweils nach starken Regengüssen große Mengen eines dickflüssigen Erdöls mit dem Quellwasser ins Freie traten; diese wurden zu Ende des letzten Jahrhunderts in großen Becken aufgefangen und dem Handel zugeführt. (STOPPANI, 750).

In den letzten 20 Jahren hat die staatliche italienische Erdölgesellschaft A.G.I.P. etwa 25 Bohrungen durchgeführt, die dieses kleine Oelfeld wenigstens teilweise erschlossen haben. Im Durchschnitt erreichten diese Tiefen zwischen 50 und 150 m und trafen, meistens in den basalen Niveaux des Mio-Pliozäns, ölführende Schichten an. Eine einzige tiefergehende Bohrung durchquerte eine verkehrte Serie, bei der organogene Kalke des Miozäns die gypsführenden Schichten des Mio-Pliozäns überlagern; bei 1100 m Tiefe befand sich die Bohrung immer noch im Mio-Pliozän.

Die geologische Situation des Oelfeldes stellt sich unter Berücksichtigung der dürftigen, meist nicht übereinstimmenden Darstellungen wie folgt dar: Die ölführenden Schichten sind die Grenzniveaus von Helvétien und Tortonien, und das Oel akkumuliert sich im Scheitel von lokal auftretenden mio-pliozänen Schuppen, die dem eigentlichen Colle d'Oro vorgelagert sind. Das Oel der Sorgenti di Petrolio dagegen muß man aber sicherlich aus dem Innern des Colle d'Oro selbst beziehen, wo es sich in karstartigen Höhlen oder, was uns fast wahrscheinlicher erscheint, dort ansammeln konnte, wo die Grenzniveaus des Tortonien ausgelaugt wurden (STOPPANI, 749, DE ANGELIS, 13).

In der Bohrung Nr. 3 von Tocco da Casauria wurde in 107 m Tiefe Gas angetroffen, das sich chemisch wie folgt zusammensetzt (nach PERA, 549):

CO ₂ und H ₂ S in vol. %	44,1
H ₂ S in vol. %	38,0
CH ₄ in vol. %	53,9
N ₂ in vol. %	2,0

Die gefördertsten Oelsubstanzen weisen ein mittleres spezifisches Gewicht von 0,94—0,97 auf und sind durch einen hohen Schwefelgehalt von 4,71 % gekennzeichnet. Den letzteren hat unser Oel mit demjenigen von Tramutuola in der Basilicata und von Ripi, östlich der Monti Lepini, gemeinsam (vergl. FACCA, 284).

Die größte Produktion erreichte das Feld von Tocco da Casauria 1940 mit 211 474 Litern und 1941 mit 137 000 Litern Jahresproduktion (nach SEGREG, 676).

Eine umfassende Literatur gibt ausführlicher Auskunft über die bei Tocco da Casauria angetroffenen Verhältnisse. Es sei an dieser Stelle wiederum betont, daß keine befriedigende detaillierte Beschreibung dieses für die Erdölgeologie der Apenninen hochwichtigen Gebietes vorliegt (vergl. Lit. 13, 43, 69, 102, 232, 307, 382, 383, 425, 451—454, 465, 524, 530, 562, 641, 748, 750, 773, 846, 847).

B. Die Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes

Schon seit alten Zeiten bekannt, zählen die Asphaltlager des Pescaratales heute noch — neben den Vorkommen von Ragusa in Sizilien — zu den wichtigsten Vorkommen Italiens. Sie bilden daher auch den Gegenstand zahlreicher geologischer Studien, von denen wir hier nochmals die Publikation von THIEL (778) erwähnen möchten, neben früheren Arbeiten von NOVARESE (524) und GIATTINI (319). Wir werden im Folgenden nur die geologische Situation der Vorkommen kurz umreißen, ohne weiter auf die Abbauverfahren und Produktionsdaten einzugehen.

Es war uns dabei von großen Nutzen, daß wir mit der freundlichen Erlaubnis der S.A.M.A. während einigen Tagen die Minen von Lettomanoppello, Roccamorice und von Manoppello besuchen konnten. An dieser Stelle möchte ich ganz besonders Herrn Dir. Ing. FUSERI und Herrn Ing. dalla PORTA meinen herzlichen Dank für ihre große Gastfreundlichkeit aussprechen.

Da uns daran gelegen ist, zu zeigen, wie die einzelnen Asphaltvorkommen in den verschiedensten stratigraphischen Niveaus vorkommen, gehen wir in unserer Beschreibung gewissermaßen stratigraphisch vor, indem zuerst die kretazischen Vorkommen und dann die jüngeren Vorkommen behandelt werden.

1. Das Vorkommen von Acconciatura im Val Forcone

Im Talboden des Valle Forcone, etwa 3,5 km östlich des Gipfels des Monte Acquafredda, befindet sich ein größeres Vorkommen, das unseres Wissens zuerst von HEINRITZI (368) erwähnt wurde. Aus unserer Karte geht hervor, daß es sich in einer extrem zerklüfteten Zone der Rudistenkalke der Kreide befindet. Es dürfte sich hier wahrscheinlich um einen cenomanen Rudistenkalk handeln. Der Asphalt füllt die Hohlräume der Rudisten, sowie zahlreiche kleine Klüfte und Risse aus; die Imprägnation ist sehr unregelmäßig. HEINRITZI (368) schätzt das Vorkommen auf etwa 100 Millionen m³ ein, was wohl etwas übertrieben sein dürfte. Für eine wirtschaftliche Ausbeute kommt das Vorkommen quantitativ, aber auch wegen Transportschwierigkeiten, nicht in Frage, da es sich in einem der wildesten Täler der Maiella befindet, zu dem kein direkter Zugang führt.

2. Das Asphaltkalklager von Santo Spirito

Im Vallone von Sto. Spirito befinden sich zwei Lager, die beide in früheren Zeiten abgebaut wurden, heute aber keine Bedeutung mehr haben. Im Gegensatz zu den Annahmen früherer Autoren (GIATTINI, 319; THIEL, 778; BONARELLI, 75) sei her-

vorgehoben, daß sich beide Vorkommen in den porösen Kalken des Maestrichtiens, die untersten Schichten des Eozäns sich aber mindestens etwa 40 m über den Asphaltkalken befinden.

Der Kalk von Santo Spirito ist porös und verhältnismäßig feinkörnig, die Asphalt-impregnation ist ziemlich regelmäßig. Der Bitumengehalt schwankt nach verschiedenen Angaben zwischen 6 und 11 %. Für diesen Asphaltkalk ist die braunschwarze bis schwarze, matte Färbung recht bezeichnend, an der Luft tritt das Bitumen zurück und das Gestein wittert dann weiß-bläulich an. Auffallend sind stellenweise erscheinende, weiße, bitumenfreie Schmitzen.

Für die Beschreibung der Lagerstätte halten wir uns an die Angaben von THIEL (778), der 1912 noch Gelegenheit hatte, das unterhalb des Colle Remacinelli auf der Höhenquote 1250 gelegene Vorkommen während der Abbauzeit zu untersuchen. Das Lager besteht aus zwei, annähernd parallelen Bänken, die untere von 0,6 m Mächtigkeit, die obere von 5,3 m Mächtigkeit, die Mächtigkeit der sterilen Zwischenschicht beträgt etwa 0,5 m. Der Abbau dehnte sich — immer nach THIEL — über eine Distanz von 170 m im Streichen und 30 m im Fallen aus, und wurde im Stollenbetrieb vorgenommen.

Das zweite Vorkommen, das sich weiter talauswärts befindet, ist von LOTTI (453) auf seiner Karte angegeben worden, den Stollenausgang sahen wir von der gegenüberliegenden, linken Talseite aus. Leider haben wir dieses Vorkommen, das sich mit aller Wahrscheinlichkeit ebenso in den Kalken des Maestrichtiens befindet, nicht mehr näher untersuchen können.

3. Die Vorkommen der obersten Maiellagipfel

Die Gipfel des Monte Amaro, des Pesco Falcone und des Monte Nelli werden, wie aus der Kartenskizze (Tafel III) ersichtlich ist, von den Korallenriffkalken des Priabonien gebildet, die offensichtlich ein recht ausgedehntes Asphaltvorkommen überlagern, das von verschiedenen Autoren in mehr oder weniger bestimmter Form erwähnt wurde. Man wird auch von der einheimischen Bevölkerung immer und immer wieder darauf hingewiesen. Diese Vorkommen haben eine recht beachtliche Ausdehnung, doch läßt sich noch nicht sicher feststellen, ob nur eine einzige Bank mit Bitumen imprägniert wurde oder ob mehrere Horizonte vorliegen. Wir neigen zur letzten Ansicht, daß es sich um mehrere Horizonte handelt, die allerdings alle innerhalb des hier sehr mächtig entwickelten Priaboniens auftreten. Im einzelnen stellen sich die Verhältnisse etwa wie folgt dar:

Unterhalb des Riffkalkes, in dem sich die Grotta Canosa befindet, zieht ein kaum mehr als 1—2 m mächtiges Band, das durch die zahlreich auftretenden *Nummulites incrassatus* und durch seinen Asphaltreichtum gekennzeichnet ist. Das Gestein selber wittert weißlich an, weist aber beim Anschlagen eine dunkelbraune bis fast schwarze Färbung auf. Verglichen mit den Asphaltkalken des Pescaratales, ist der Bitumengehalt kaum höher als durchschnittlich 3—4 % zu schätzen. Dieselben Kalke findet man unterhalb des Hauptgipfels des Monte Amaro, vor allem aber in den Schuttmassen, die sich über die Ebenen zwischen Monte Amaro, Pesco Falcone und Tre Portoni ausbreiten. Allerdings findet man in diesen Kalken nur selten Nummuliten und nur wenige andere Kleinforaminiferen, dennoch handelt es sich unzweifelhaft um Bildungen des Priabonien. Diese Kalke findet man auch unter der Korallenbank des Pesco Falcone und bei den Tre Portoni.

Am Monte Nelli erscheinen die Asphaltkalke gleichfalls mit *Nummulites incrassatus*, doch wurden hier auch die Korallenkalke des Priabonien stellenweise mit Bitumen imprägniert, wodurch die Strukturen der Korallen oft ausgezeichnet herauspräpariert worden sind.

4. Das Vorkommen im Tal von Taranta

Gegenüber der in diesem Tal gelegenen Grotta del Cavallone befindet sich nach Angabe von HEINRITZI (368) auf etwa 1500 m Höhe eine andere Höhle, die Grotta della Pece. Nach diesem Autor handelt es sich um ein lokales Vorkommen eines stark bituminösen Gesteins mit muscheligem Bruch, vermutlich um einen Priabonienkalk. Leider haben wir das Vorkommen nicht besucht.

5. Das Asphaltkalklager von Acquafredda-Fosso St. Angelo (Chattien—Aquitanien)

Sie sind zu beiden Seiten des Mittellaufes des Fosso S. Angelo, etwa 4 km SE von Lettomanoppello gelegen. Wir zitieren hier zunächst die Beschreibung von THIEL (788): «Das Asphaltkalklager von Acquafredda liegt auf dem südwestlichen Ufer des Fosso Sant Angelo an den Nord- und Nordwestabhängen des Colle Astoro. Es erscheint im Grundriß in Form von drei kleineren und zwei größeren schlauchartigen Vorkommen, deren bedeutendstes eine Länge von etwa 100 m und eine Breite von 40 m besitzt. Die Durchschnittsmächtigkeit der einzelnen Lager beträgt etwa 10 m.

Das Asphaltkalklager von Acquafredda ist in Bryozoenkalke eingebettet oder ihnen aufgelagert und wird meist von einer Ackerkrume von etwa 10 cm bedeckt. An mehreren Stellen fehlt auch diese, dann sind jedoch die oberen Schichten des Asphaltkalkes unter dem Einfluß von Wasser und Luft stark zersetzt.

Der Bitumengehalt des Asphaltkalkes beträgt hier 9—11 % (vergl. Tabelle S. 250). Der Asphaltkalk von Acquafredda ist grauschwarz und enthält das Bitumen in weniger regelmäßiger Verteilung als der von Santo Spirito, und zwar in Form von kleinen, krystallinisch erscheinenden Körnchen und Schnürchen zwischen Partikeln mit mehr hervortretendem Kalkgehalt. Er zeigt die Versteinerungen des Bryozoenkalkes. Diese treten umso deutlicher hervor, als sich die Durchschnitte der Bryozoen usw. mit ihrer weißen Farbe von der dunklen Umhüllung gut abheben».

Soweit die Darstellung THIEL's, die vollkommen unseren Beobachtungen entspricht. Wir ergänzen noch, daß es sich beim beschriebenen Kalk um den Bryozoen-Lepidocyclinenkalk des Aquitanien-Chattien handelt und daß tatsächlich die Lepidocyclinen und Miogypsinen in diesem Kalk wundervoll herauspräpariert sind. Außerdem scheint es, daß der von THIEL angegebene Bitumengehalt zu hoch eingeschätzt wurde, durchschnittlich dürfte er etwa zwischen 4—8 % schwanken. Die beschriebenen Vorkommen wurden nur zeitweise, so z. B. während des letzten Krieges, ausgebeutet.

Ergänzend sei erwähnt, daß auch auf der rechten Talflanke des Fosso Sant'Angelo die Bryozoen-Lepidocyclinenkalke stark mit Bitumen imprägniert sind und daß hier ebenfalls einige Sondierstollen vorgetrieben worden sind, über die leider nähere Angaben fehlen.

6. Das Asphaltkalklager der Valle Romana und des Fosso Crocefisso (Chattien—Aquitanien)

Unter diesem Titel fassen wir eine größere Anzahl von Vorkommen im nördlichen Teil der Maiella, auf dem Bergrücken zwischen Manoppello und Lettomanoppello

zusammen. Das oberste dieser Lager, das von Fonticelli, liegt im obersten Teil der Valle Romana. Wir haben es nur flüchtig besucht und halten uns daher wiederum an die vollständigen Angaben THIEL's, die wir im Folgenden auszugsweise wiedergeben:

«Das Asphaltvorkommen von Fonticelli ist dem von Acquafredda ganz ähnlich. Auch hier wieder ist die Form des Asphaltvorkommens, die eines etwa 200 m langen und größtenteils ungefähr 50 m breiten Streifens. Das Hauptvorkommen von Fonticelli ist 20—30 m mächtig und durch Stollenbetrieb (verbunden mit Weitungsbau) erschlossen. Der Bitumengehalt, der in den abbauwürdigen Teilen des Lagers 9—11 % beträgt, ist schon innerhalb der angegebenen Mächtigkeit unregelmäßig und nimmt über diese Mächtigkeit hinaus, bald sprungweise, bald allmählich, bis zu vollkommener Taubheit ab. Die oberen Teile des Lagers weisen im allgemeinen einen stärkeren Bitumengehalt auf als die unteren. Der Asphaltkalk geht bei abnehmendem Bitumengehalt in gewöhnlichen Bryozoenkalk über.

Die Deckschicht des Asphaltkalkes von Fonticelli bildet eine dünn geschichtete, etwa 0,75 m dicke mergelige Kalkbank. Ueber dieser folgt eine 2—3 m dicke Schicht jüngeren Mergels (Mergel des Burdigaliens), sodann Gehängeschutt. Nach Norden zu wird das Asphaltkalklager durch ein System von Sprüngen begrenzt, die bei N 60° W streichen mit 85° nach N einfallen. Einer dieser Sprünge war unter Tage gut erkennbar und auf eine kurze Entfernung zu verfolgen. Die Sprungflächen waren stark geglättet; die Sprungkluft hatte eine Breite von 0,3—1,0 m. Auf der einen Seite war der Kluftstand Bryozoenkalk; der abgerutschte Stoß war versteinungsleer und gehörte jedenfalls einer anderen Bank an, vielleicht dem jüngeren Mergel (Globigerinenmergelkalke des Burdigaliens).

Der Asphaltkalk von Fonticelli ist gleich dem von Acquafredda grauschwarz und enthält das Bitumen ebenfalls nicht in regelmäßiger Verteilung, sondern in Form von kleinen glänzenden Körnchen zwischen hellen Kalkteilchen».

Weiter nördlich und talabwärts in der Valle Romana liegt das Lager von Foce—Valle Romana, das sich bis ins benachbarte Tal des Fosso Crocefisso ausdehnt. Die Lepidocyclinen-Bryozoenkalke des Chattien-Aquitaniens sind hier über eine Mächtigkeit von ca. 40 m mit Bitumen imprägniert (durchschnittlich 10 %). Im Süden wird das Lager durch einen steilstehenden Bruch mit ungefähr dem gleichen Streichen und Fallen wie dasjenige der Verwerfung von Fonticelli begrenzt. Es scheint also, als ob sich zwischen Fonticelli und Foce Valle Romana eine grabenartig eingebrochene Scholle eingeschaltet habe. Im Hangenden des Lagers von Foce befindet sich ein bis zu 10 m mächtiger Komplex von oft chaotisch gelagerten Mergeln und Tonen, die wahrscheinlich dem Burdigalien, vielleicht auch dem Helvétien entsprechen mögen. Das Lager wird gegen das Hangende zu bitumenreicher. Oft recht große, unregelmäßig verteilte Schwefelkonzentrationen treten im Hangenden des Lagers auf. Der Schwefel ist meist weiß, pulverartig, aber oft durch Bitumenimprägnation wiederum braun gefärbt.

Das Material von Foce—Valle Romana eignet sich schlecht zur direkten Verwertung, es wird deshalb ausschließlich für Bitumenextraktion verwendet, die an Ort und Stelle in großen Schmelzöfen vorgenommen wird.

Neben diesen zwei bedeutenden Lagern finden sich noch weitere Lager im gleichen stratigraphischen Niveau.

Von größerer Bedeutung ist nur noch das Lager von Acquasanta in der östlichen Fortsetzung desjenigen von Foce—Valle Romana, das die Bryozoenkalke einer vielleicht etwas tiefer gelegenen Scholle ausbeutet. Leider verfügen wir über keine näheren An-

gaben über dieses Lager. Im obersten Teil des Fosso Crocefisso befindet sich immer noch innerhalb des Bryozoen-Lepidocyclinenkalkes ein bis jetzt noch nicht ausgebeutetes kleineres Lager, das schon THIEL (778) erwähnt. Auch im untersten Teil des Fosso Crocefisso ist die auf S. 224 angegebene Zone intensiver Kakiritisierung durch eine starke, wenn auch recht unregelmäßige, Asphaltimprägnation gekennzeichnet. Besonders interessant ist die Beobachtung, daß die mit Asphalt imprägnierten Zonen der Verwitterung widerstehen, was oft zu dyke-ähnlichen Bildungen führt.

7. Gruppe der Asphaltkalklager von Lettomanoppello, auf der linken Seite des Lavinotales

(Helvétien)

In der näheren Umgebung von Lettomanoppello befinden sich die Vorkommen von Piano dei Monaci und Santa Liberata. Während das letztere Vorkommen wahrscheinlich noch im Bryozoenkalk des Aquitanien-Chattien eingelagert ist und heute nicht mehr ausgebeutet wird, wird das Vorkommen von Piano dei Monaci seit vielen Jahren abgebaut.

Die Asphaltkalke von Piano dei Monaci sind im Niveau der Lithothamnienkalke des Helvétien gelegen. Ca. 500 m südlich von Lettomanoppello wird das Lager im Steinbruchbetrieb ausgebeutet. Im Grundriß hat es etwa 120 m Länge und 100 m Breite. THIEL schätzt die Mächtigkeit des Vorkommens auf etwa 25—40 m ein, wobei der sehr unregelmäßig verteilte Bitumengehalt durchschnittlich 6—7 %, in reichern Partien 10—12 % beträgt. Das gesamte Vorkommen ist sehr stark zerklüftet und wird von zahlreichen Verwerfungen durchquert. Im Handstück erkennt man deutlich die weißen, knolligen Lithothamnien, die sich von der dunkel-braunen bis schwarzen, bitumenreichen Grundmasse abheben.

Schon NOVARESE (524) und THIEL (778) haben mit Nachdruck auf den hohen Gehalt an Magnesiumkarbonat der Kalke von Piano dei Monaci hingewiesen, (vergl. Tabelle S. 250), der zweifellos auf die Lithothamnien zurückzuführen ist.

8. Die Asphaltkalklager von San Giorgio-Cuano-Pilone und Quota

(Helvétien-Tortonien)

Zwischen dem Cusanobach, der im Vallone Santo Spirito seinen Ursprung nimmt, und dem Fosso Sant'Angelo ist eine halbinselartige Gebirgsmasse eingeschlossen, die, abgesehen von den Lagern Focce—Valle Romana, wohl die bedeutensten Asphaltlager der Gegend enthält.

Die beiden südlichsten Vorkommen von San Giorgio und Torretta befinden sich offenbar in den mergeligen, hier zwischen den Tonen und Gypsschichten des obersten Miozäns und den Lithothamnienkalken eingeschalteten Kalken des oberen Helvétien. Gegen Süden werden beide Lager durch eine SE—NW streichende Verwerfung begrenzt, deren obere Scholle noch die Bryozoenkalke des Chattien-Aquitaniens zu Tage treten läßt. Sowohl das Lager von San Giorgio als auch das von Torretta wurden zum größten Teil im Steinbruchbetrieb ausgebeutet, sie sind heute nahezu erschöpft. Nur ein kleiner Teil des Lagers von San Giorgio wird heute im Stollenbetrieb abgebaut; das in diesem Stollen angetroffene Profil ist stratigraphisch von höchstem Interesse; zunächst werden die Tone des Mio-Pliozän, dann eine Gypslinse und später wiederum

Tone des Mio-Pliozäns durchquert, bevor man auf die Mergel und mergeligen Kalke des Miozäns stößt (vergl. S. 180). Es liegt also hier eine der wenigen Stellen vor, wo die Grenzverhältnisse zwischen Helvétien einerseits und dem darüberliegenden Mio-Pliozän andererseits aufgeschlossen sind. Leider reichte unsere Zeit nicht dazu, dieses Profil eingehender zu studieren.

Dieses südlichste Vorkommen ist durch einen weiteren Bruch vom nördlichen getrennt, welcher im Schacht «Pozzo Arno» durchquert wird. In der eigentlichen Bruchzone befindet sich das Lager von Quota 75, dessen Asphaltgesteine ein chaotisches Gemisch von Tonen, Mergeln, Schwefel und Asphalt darstellen. Das Bitumen hat hier also eine Kakiritzone imprägniert, weshalb die Verteilung des Bitumens äußerst unregelmäßig ist.

In der tieferliegenden Scholle befinden sich die übrigen Vorkommen, die, wie die von San Giorgio, in den oberen Schichten des Helvétien eingeschlossen sind und bei denen das Bitumen bald Lithothamnienkalk, bald die darüberliegenden mergeligen Kalke imprägniert. Die Lager werden mit den Namen Pilone und Cusano bezeichnet; einem Teil des Lagers Cusano kommt eine besondere Stellung zu: Der eigentliche Typus des Asphalkalkes von Cusano ist hier nämlich ein grobporöser, an Travertin erinnernder Kalk, dessen Poren mit Bitumen aufgefüllt sind. NOVARESE (524) vermutet diese travertinartigen Bildungen seien in unterirdischen Höhlen — wie sie im Bereich der Mine von Cusano mehrfach angetroffen wurden — entstanden und seien nachträglich vom Bitumen imprägniert worden. Diese Auffassung erscheint auch uns nicht unwahrscheinlich; nach ihr wäre die Bitumenimprägnierung der Gesteine der Gegend in relativ junger Zeit erfolgt, wofür weiter unten noch andere Anhaltspunkte angegeben werden.

Der Asphaltgehalt der Vorkommen von San Giorgio und von Cusano wird von THIEL auf 11—13 % eingeschätzt; vermutlich handelt es sich um Maximalwerte

9. Analysen der Asphalkalke nach Thiel (1933)

Asphalkalklager von	<i>A</i> <i>Santo Spirito</i> Proz.	<i>B</i> <i>Aqua fredda</i> Proz.	<i>C</i> <i>Fonticelli</i> Proz.	<i>D</i> <i>Piano de' Monaci</i> Proz.	<i>E</i> <i>Cusano</i> Proz.	<i>F</i> <i>San Giorgio</i> Proz.
Bitumen	10,72	10,62	10,96	11,70	15,70	12,06
Unlösl. Kieselsäure	0,10	0,30	0,32	0,06	0,48	0,42
Lösl. Kieselsäure	0,05	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
Kohlensaurer Kalk	82,25	86,40	86,00	62,23	49,70	85,30
Kohlensaures Magnesia	5,50	1,50	1,20	24,80	32,00	1,40
Eisenoxyd und Tonerde	0,74	0,52	1,18	0,37	0,32	0,16
Feuchtigkeit und flüchtige Bestandteile bei 100°	0,64	0,66	0,22	0,40	0,98	0,46
	100,00	100,00	99,88	99,56	99,18	99,80

10. Weitere lokale Asphaltvorkommen und bituminöse Gesteine des Untersuchungsgebietes

Außer den erwähnten ausgedehnten Lagern, lassen sich im Untersuchungsgebiet noch zahlreiche andere kleine Vorkommen von Asphalt und bituminösen Kalken nachweisen, deren Bedeutung als Oel-Anzeichen nicht zu unterschätzen ist. Auch diese Vorkommen möchten wir kurz in stratigraphischer Reihenfolge aufzählen:

a. Kreide:

In der Schlucht von Popoli, kaum 1 km vom Ausgang der Ortschaft entfernt, gibt BENE0 (49) ein Vorkommen an, bei dem einige Schürfungen vorgenommen wurden. Kreidekalke sind hier von zahlreichen, asphaltimprägnierten Klüften durchzogen.

Ein ähnliches Vorkommen gibt derselbe Autor vom Monte Picca, nördlich des Monte Roccatagliata an.

Bituminöse Kalke der Kreide, konnten wir vor allem in den Profilen der Hinter-riff-Fazies der Montagna del Morrone, des Monte Porrara und der südlichen und zentralen Maiella feststellen. Meistens handelt es sich um stark bituminöse, braun gefärbte Kalke (vergl. S. 78)

b. Eozän:

Außer den erwähnten konnten keine weiteren Asphaltimprägnationen nachgewiesen werden, doch sind die Kalke des Eozäns vielfach stark bituminös, so z. B. am Weg, der von Caramanico über Santa Croce ins Orfentotal führt, wo wir fast schwarze Kalke mit *Nummulites millicaput* feststellen konnten oder in der R. Pratedonica zwischen Orfentotal und Santo Spirito.

c. Aquitanien-Chattien:

Zahlreich sind die Vorkommen von mit Asphalt imprägnierten Bryozoen-Lepidocyclinenkalken. Wir stellten sie in fast allen Profilen der nördlichen Maiella fest, so in der Valle San Bartolomeo, im Profil Lavino, in der Orfentoschlucht bei Caramanico, im Ortetal bei Bolognano, in der R. Vallelunga südl. Manoppello und an zahlreichen anderen Orten.

d. Burdigalien:

Auch die glaukonitischen Bryozoenkalke des Burdigalien sind an einigen Stellen stark mit Asphalt imprägniert, so im Cusanotal unterhalb Roccamorice und im Orfentotal bei Caramanico.

e. Helvétien:

Fast alle Gesteine des Helvétien sind etwas bituminös; ganz besonders auffallend ist der Bitumengehalt der mergeligen Lithothamnienkalke, wie sie etwa in der Umgebung von San Tommaso nordwestlich Caramanico oder im Gebiet des Colle d'Oro von Tocco da Casauria anstehen, ferner seien mit Nachdruck die Vorkommen der Umgebung von Palena erwähnt, wo man bei den Sorgenti Capo a fiume südlich des Dorfes von Palena, dunkelbraun bis fast schwarze Pectenkalke anschlagen kann. Ein weiteres Vorkommen befindet sich etwa auf 800 m Höhe im Tal des Guado dei Cocci, oberhalb der Landstraße zwischen Palena und Lama dei Peligni. HEINRITZI (368) berichtet von einem Stollen, der etwa 35 m in den Berg hinein vorgetrieben wurde. Man traf dort eine etwa 1—2 m mächtige Bank eines bituminösen Miozänkalkes an. Die Kalke des Oligozän (?)—Burdigalien, die wir auf der Höhe des Guado di Cocci antrafen, und die auf dem Weg nach Campo di Giove anstehen, sind ebenfalls stark bituminös.

f. Mio-Pliozän:

Auf den starken Bitumengehalt der Grenzschichten des Tortonien (?) wurde schon im stratigraphischen Teil mehrfach hingewiesen. Wir weisen noch einmal ausdrücklich auf die sehr bitumenreichen Schiefermergel des Colle d'Oro bei Tocco da Casauria und

ferner noch auf zwei weitere Vorkommen. In der schon mehrmals erwähnten Tongrube, etwa 1 km NW von Popoli werden nämlich dunkelgraue, manchmal fast schwarz erscheinende, fossilere Tone des Mio-Pliozäns ausgebeutet, die wegen ihres starken Bitumengehalts auffallen. Weiterhin sind einige der zahlreich im gesamten Untersuchungsgebiet auftretenden Gypsvorkommen stark bituminös, so die Gypsbank, die etwa 2 km NW von Roccamanico ansteht.

g. Quartär:

Außer dem beschriebenen Vorkommen in der Asphaltmine von Cusano konnten wir bei der Lokalität Sta Maria, südlich Serramonacesca im Tal des Capo d'Acqua, in lokal auftretenden, das Mio-Pliozän überlagernden, quartären Schottern, eine starke Asphaltimprägation feststellen. Der Asphalt verkittete an diesem Ort die Kalkkomponenten der Schotter.

h. Vorkommen in Bruchzonen:

Ohne an eigentliche stratigraphische Niveaux gebunden zu sein, tritt Asphalt in den zahlreichen Bruchzonen des Untersuchungsgebietes öfters lokal auf. Die Vorkommen in der Kakiritzone südlich des Convento dei Cappucini bei Manoppello haben wir schon auf Seite 249 erwähnt. Außerdem konnten wir ein weiteres solches Vorkommen in einer Bruchzone auf der rechten Talseite des Orfentotales im Graben der im Bau befindlichen Wasserleitung nach Case di Contra feststellen.

i. Gebiet der argille scagliose:

Im Kapitel über die Radiolariengesteine der Tarantaserie wurde betont, daß diese, sowie die sie begleitenden Kohlevorkommen durch einen starken Bitumengehalt gekennzeichnet sind (siehe Seite 31).

C. Gas, Schwefelwasserquellen und Schlammvulkane im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung

Ueber Gasvorkommen im Untersuchungsgebiet besitzt man verhältnismäßig wenige Auskünfte, trotzdem verschiedene Erscheinungen für lokale Gasansammlungen in einzelnen Horizonten sprechen.

Beim Stollenbau der dritten Stufe der Pescarawerke, der die Wasser des Ortes in die Zentrale von Piano d'Orte leiten soll, hatte man wegen Gasaustritt mit Schwierigkeiten zu kämpfen. Offensichtlich handelt es sich hier um Gasansammlungen im Grenzniveau zwischen Helvétien und Mio-Pliozän.

Ferner wurden beim Bau des Tunnels südlich der Station von Rivisondoli etwa 5 km weiter südlich der Stazione di Palena ein starker Gasaustritt beobachtet. Bei einer in der Nähe ausgeführten, 172 m tiefen Bohrung traf man in verschiedenen Niveaux geringe Gasmengen an.

Schwefelwasserquellen, die meistens auch gewisse Mengen an Gas mit sich führen, können ebenfalls als Erdölzeichen gewertet werden, doch wahrscheinlicher sind sie mit den Gypsvorkommen des Mio-Pliozäns in Zusammenhang zu bringen. Solche Schwefelquellen treten bei Popoli und bei Caramanico (Badekurort!), weiterhin im Arollatal SE von Tocco da Casauria und im Bett des Lavinotales, etwa 1,5 km südlich Scafa auf.

Um das Bild zu vervollständigen, sei noch erwähnt, daß im Gebiet nördlich des Pescara, im Bereich des mio-pliozänen Gürtels, der der Gran'Sassokette vorgelagert ist, an verschiedenen Orten Schlammvulkane beobachtet wurden, die von LOTTI (454) und SEGRE (676) und anderen Autoren erwähnt worden sind.

D. Die bituminösen Schichten des Monte Camicia

Am Südfuß des Monte Camicia der Gran'Sassokette, an einer im NE der Fonte Vetica gelegenen Stelle, stehen bituminöse Dolomite und dolomitische Mergel an, deren Bedeutung für die erdölgeologischen Verhältnisse schon von BNEO (47, 49) hervorgehoben wurde.

So weit wir in einem flüchtigen Besuch feststellen konnten, sind die tektonischen Verhältnisse dieser Lagerstätte sehr kompliziert. Die bituminösen Schichten wechsel-lagern mit wahrscheinlich triadischen Dolomiten und mergeligen Dolomiten. Ein ver-hältnismäßig ungestörtes Profil, in dem schiefrige bituminöse Dolomite von massigeren Dolomiten überlagert werden, steht — nach einer Mitteilung von Herrn J. DEMAN-GEOT — an der Südseite des Monte Prena an. Die Lagerstätte des Monte Camicia selbst ist tektonisch stark gestört. Die dolomitischen Schichten sind stark zertrümmert und gequält, die bald grauen, bald schwarzen bituminösen Dolomite kommen in schma-len Lagen vor. Doch erkennt man auch deutlich bituminöse Imprägnationen längs Kluftflächen, Bruchflächen und lokalen Ueberschiebungen.

Das Lager des Monte Camicia ist vom naheliegenden Campo Imperatore durch einen stark kakiritisierten Kreidehügel getrennt. Im Norden sind schon im mittleren Hang des Monte Camicia keine bituminösen Schichten mehr beobachtbar. Wesentlich für die genetische Beurteilung des Lagers ist die Frage, ob die Bitumensubstanz autoch-thon ist, ob also eine Mutterformation vorliegt. Leider läßt sich die Frage nicht ein-deutig beantworten, da die Imprägnation von tektonisierten Flächen der bituminösen Schichten ausgegangen sein kann; sie könnte aber auch auf eine sekundäre Imprägnation hinweisen. Die Frage ist noch ungelöst.

Nähere Angaben findet man in einer Arbeit von GIULIANI (322) die uns leider nicht zugänglich war.

E. Die Bohrtätigkeit in den SE-Abruzzen

Im Untersuchungsgebiet und in den benachbarten Gebieten wurden schon einige Bohrun-gen ausgeführt. Bei Bisenti, welche Ortschaft der Ostflanke der Gran'Sassokette vorgelagert ist, wurde bis zu 1320 m Tiefe gebohrt. Eine weitere Bohrung ist bei Alanno in der nördli-chen Fortsetzung unseres Untersuchungsgebietes bis zu 1185 m vorgestoßen, sie hat bis auf eine Tiefe von 740 m die Sandsteine des Mio-Pliozäns durchquert, darunter hier und da bitumi-nöse, mergelige und kompakte Kalke und blieb schließlich in einem Kieselknollen-führenden Kalk (vielleicht unser Burdigalien oder das Oligozän [?]) stecken. Die Bohrungen bei Tocco da Casauria wurden weiter oben erwähnt (siehe Seite 224).

In der Lokalität Tremonti, offenbar am Ausgang der Schlucht von Popoli, wurde bis auf 1184 m Tiefe gebohrt, es wurden ausschließlich Sandsteine und Tone des Mio-Pliozäns durch-quert. Zwei Bohrungen wurden in der näheren Umgebung von Popoli ausgeführt, die erste in Straßennähe am Dorfausgang von Popoli; sie durchquerte zunächst etwa 700 m Mergel und noch weitere 29 m organogene Asphalt-führende Kalke, eine weitere Bohrung wurde etwas weiter in der Ebene von Sulmona angesetzt, und hat etwa 300 m gyps-führende Schichten des Mio-Pliozäns durchquert.

Zwei Bohrungen wurden im Lavinotal oberhalb Scafa (mehr als 800 m tief) und in der Lokalität Pinciara bei Abateggio (1020 m tief) ausgeführt.

Die in den RELAZIONI DEL SERVIZIO MINERARIO (Distretto di Roma) auffindbaren Bohrprofile sind nicht eindeutig und nur schwer zu interpretieren, da den Profilbeschreibungen genauere stratigraphische Anhaltspunkte fehlen. Eine befriedigende Zusammenfassung der durch die Bohrungen erzielten Resultate wurde nie veröffentlicht. Summarische Angaben kann man den Arbeiten von ZUBER (847) und INEICHEN (382) entnehmen, aus denen hervorgeht, daß sämtliche Bohrungen von der staatlichen Erdölgesellschaft der AGIP ausgeführt wurden, daß zahlreiche Erdölanzeichen (Asphalt und Gas) beobachtet wurden, ohne daß Anhaltspunkte für umfangreiche Erdölvorkommen gefunden worden wären. Es ist dies nicht verwunderlich, da nur wenige Bohrungen vorliegen, die unter sich kaum korrelierbar sind und die ohne irgendwelche Rücksichtnahme auf eventuell günstigere Strukturen ausgeführt wurden.

F. Zur Genese der Erdöl- und Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes

1. Einführung

Aus der zusammenfassenden Beschreibung unserer Vorkommen geht hervor, daß:

- a. der größte Teil der Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes sich auf sekundärer Lagerstätte befindet,
- b. Erdöl-, Asphalt-, Gasvorkommen und bituminöse Schichten in fast allen stratigraphischen Horizonten auftreten,
- c. die Bitumenimprägung der Asphaltgesteine offensichtlich bis in die jüngsten Zeiten (Quartär) stattfand,
- d. die meisten Vorkommen an Bruchzonen gebunden sind.

Isolierte Bruchzonen sind oft fleckenweise asphalt-führend.

Hieraus ergibt sich, daß bedeutende Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte auftreten, weshalb erst die «Erdölmutterformationen» und dann die Porositätsverhältnisse und die Akkumulationsmöglichkeiten erörtert werden.

2. Erdölmutterformationen

Eine eingehende Erörterung der Möglichkeiten der Erdölentstehung fällt aus dem Rahmen dieser Arbeit. (Vergl. KREJCI-GRAF, 405—407; TRASK, 786; BRONGERSMA-SANDERS, 90; LINK, 437 und andere Autoren.) Folgende Horizonte könnten demnach in den SE-Abruzzen als Mutterformation in Betracht kommen:

a. *Bituminöse Schiefer und Dolomite der Trias (Monte Camicia, Filettino, Colleparado-Trisulti; DUCCI, 261).* Es liegt auf der Hand, den stratigraphisch tiefsten, bituminösen Horizont der Abruzzen als Mutterformation zu betrachten, von der aus alle darüberliegenden Horizonte, nach Migration längs Bruchflächen, ihr Bitumen erhalten haben. Diese Hypothese ist aber insofern nicht befriedigend, als gerade die liasischen und kretazischen Schichten überhaupt nicht, oder relativ schwach mit Bitumen imprägniert sind. Nimmt man an, die Vorkommen des Camicia seien durch laterale Migration von Mio-Pliozänschichten des Untergrunds des Campo Imperatore aus imprägniert worden, was wenigstens theoretisch möglich erscheint, wofür aber weder Beweise noch Gegenbeweise anzuführen sind, so könnte man zum Schluß kommen, daß auch die triassischen Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte lägen, und durch laterale Migration von obermiozänen Vorkommen abstammen. Eine ähnliche Lösung ließe sich übrigens auch für das Vorkommen von Colleparado-Trisulto vorschlagen.

b. Riffkomplexe der Kreide:

In neuerer Zeit sind verschiedene Autoren (z. B. LINK, 437) zum Schluß gelangt, daß Riff-Komplexe an sich als Erdölmuttergesteine in Frage kämen, was bei der übermäßigen Produktion organischer Substanz in solchen Gebieten verständlich wäre. Unter gewissen Bedingungen kann so viel organische Substanz produziert werden, daß diese, selbst bei ursprünglich genügender Durchlüftung des bodennahen Wassers, nicht mehr total wegoxydiert werden kann. Wie diese Prozesse im Detail verlaufen, ist noch nicht genügend abgeklärt. In den kretazischen Riffkomplexen unseres Untersuchungsgebietes könnte die Produktion von Bitumen in der Hinterriff-, in der Riff- oder in der Vorriff-Zone stattgefunden haben. Die bituminösen Miliolidenkalke deuten an, daß wohl am ehesten die Hinterriffzone hierfür in Frage käme, während die anderen Zonen außer Betracht fallen.

Diese Hypothese einer autochthonen Genese unserer kretazischen und vielleicht auch der eoziänen Asphalt- und Bitumen-Vorkommen ist verlockend, doch fehlen ausschlaggebende Beobachtungen.

c. Nummulitenkalke, Bryozoen-Lepidocyclinenkalke und Lithothamnienkalke.

Mit derselben Berechtigung kann man auch für die tertiären Gesteine annehmen, eine ähnliche Ueberproduktion organischer Substanz wie die im vorgehenden Abschnitt beschriebene habe auch hier die Bildung mehr oder weniger autochthoner Asphaltlager verursacht. Eine solche Annahme wird vielleicht durch die Tatsache gestützt, daß die Asphalte von SE-Sizilien (Ragusa) unter ganz ähnlichen Verhältnissen und in ähnlichen Gesteinsgruppen auftreten.

d. Die Uebergangsformation der Tone und Schiefermergel des Tortonien:

Wie schon auf Seite 170 angedeutet, stellt diese Zone eine Oelmutterformation par excellence dar. Zur Zeit der Ablagerungen dieser Schichten herrschten tatsächlich Bedingungen, die ganz der heutigen Vorstellung einer euxinischen Fazies entsprechen. Diese Annahme wird gestützt durch den starken Bitumengehalt der tortonien Uebergangszone und durch die Tatsache, daß diese nicht nur im Feld von Tocco da Casauria den produktiven Horizont bildet, sondern daß dieselbe Formation auch in den Oel- und Gasvorkommen der Po-Ebene in viel größerer Mächtigkeit und, unter dem Namen Messiniano, als eigentlicher produktiver Horizont auftritt.

e. Die Radiolariengesteine der Serie von Taranta:

Daß diese Serie grundsätzlich als Oelmutterformation in Betracht kommt, wurde schon auf Seite 31 angedeutet. Die Analogien zur Monterey-Formation sind frappant. Die nur lokale Verbreitung der Serie und ihre schmale Mächtigkeit, lassen die Annahme, daß diese Gesteine zu irgendeinem der Asphaltvorkommenisse des Gebietes in Beziehung stehen könnten, nicht wahrscheinlich erscheinen.

Drei prinzipielle Möglichkeiten der Herkunft des Asphalts und des Oels in unserem Untersuchungsgebiet stehen zur Diskussion:

1. Es liegen ausschließlich autochthone Oel- und Asphaltvorkommen vor, wogegen die Tatsache spricht, daß die meisten Asphaltkalke ursprünglich sehr porös waren und daß das Bitumen offensichtlich später die Poren dieser Gesteine ausfüllte.

2. Die bituminöse Substanz wurde in den Komplexen vorwiegend organischer Kalke der Kreide (Rudisterriffkalke, Miliolidenkalke usw.), des Eozäns (Nummulitenkalke,

Korallenriffkalke), des Oligozäns (Bryozoen-Lepidocyclinenkalke), des Miozäns (Lithothamnienkalke, Pectenkalke) gebildet und wanderte von dort in die porösen Partien der darunter, darüber oder daneben liegenden Kalke.

3. Es liegen tatsächlich einige wenige Oelmutterformationen vor, von denen zunächst der bituminöse Horizont der Trias und dann vor allem die Uebergangsschichten des Mio-Pliozäns in Frage kämen.

Nimmt man die dritte, wohl wahrscheinlichste Möglichkeit an, so muß man nach den möglichen Migrationswegen fragen. In erster Linie kommen Brüche in Betracht, die ein vertikales Migrieren des Erdöls erlauben.

Von einer triassischen Mutterformation ausgehend, müßte diese bituminöse Substanz den Bruchflächen entlang gewaltige Mächtigkeiten von liassischen, jurassischen und kretazischen Kalkkomplexen durchquert und erst in der Oberkreide die ersten Spuren einer Imprägnation hinterlassen haben. In den Sedimenten des Oligozäns und des Miozäns wären dann die größten Bitumen-akkumulationen aufgetreten. Da es schwer zu verstehen ist, warum in den mächtigen liassischen und jurassischen Kalken praktisch keine Oelanzeichen gefunden werden, können wir uns mit der an sich verlockenden Hypothese einer triassischen Erdölmutterformation, von der das Bitumen der oberkretazischen oder meist tertiären Lager der Maiella stammen sollte, nicht befreunden (vergl. BENEÖ, 47). An und für sich bildet natürlich der triassische Horizont eine bituminöse Formation größter Bedeutung.

Auch für die Auswanderung aus der tortonen Mutterformation kommen wiederum Brüche als Migrationswege in Frage. Doch müßte die bituminöse Substanz von dieser Formation ausgehend nach den häufigsten der jetzigen Lagerstätten in erster Linie abwärts gewandert sein, was bei der Hydrographie der porösen Kalkkomplexe, mit ihrem oft ausgeprägt karstartigem Entwässerungssystem durchaus plausibel erscheint. Außerdem besteht noch die Möglichkeit einer lateralen Migration längs Bruchflächen, die von den tieferliegenden Depressionen der mio-pliozänen Becken gegen die aufsteigenden Kalkmassive der Maiella hin stattgefunden haben kann.

Aus all diesen Erörterungen geht hervor, daß es für unser Untersuchungsgebiet und auch für die daran anschließenden Gebiete noch keine vollständig befriedigende Hypothese zur Erklärung der Asphalt- und Oellagerstätten gibt. Eine Kombination der verschiedenen theoretischen Möglichkeiten gibt wohl das richtigste Bild der Vorgänge. Aus dieser würde sich ergeben, daß in den Abruzzen mehrere autochthone Mutterformationen vorliegen können: Die Trias, die vorwiegend organogenen Kalke der Kreide, des Eozäns, Oligozäns und Miozäns der Maiella und vor allem die Uebergangsschichten des Tortonien. Von diesen Formationen ausgehend konnte die bituminöse Substanz migrieren und sich anschließend in porösen Gesteinen der benachbarten Formationen akkumulieren.

3. Akkumulierungsmöglichkeiten und Reservoirgesteine

Vom praktischen Standpunkt weit brennender als die nur theoretischen Diskussionen über die möglichen Erdölmutterformationen, ist die Frage nach den Akkumulationsmöglichkeiten im Untersuchungsgebiet und den benachbarten Zonen.

Abdichtende Deckformationen in den Sedimenten von der Kreide bis zum Tortonien wurden nicht beobachtet. Weiterhin sind alle Asphaltimprägnationen an linsenartige, poröse Partien gebunden, sie nehmen meist von Bruchzonen ihren Ausgang und sind somit mit diesen verknüpft. Wir glauben nicht, daß die Asphaltlager der

höchsten Maiellapartie ausschließlich strukturell an den dort befindlichen, höchsten Punkt der domartigen Aufwölbung der Maiella gebunden sind, sondern daß ihr Vorhandensein in erster Linie durch an jener Stelle besonders günstige Porositätsverhältnisse zu erklären ist.

Dagegen bilden die Tone des Mio-Pliozäns und des Pliozäns eine ideale abdichtende Deckformation, der zum Beispiel letzten Endes die Akkumulationen von Tocco da Casauria zu verdanken sind. Konnten sich doch dort auf den obersten Partien von lokalen Schuppen unter der günstigen Deckschicht des Mio-Pliozäns größere Mengen Erdöl ansammeln. Ähnliche Verhältnisse werden wohl auch noch anderenorts in der Depression von Caramanico zu finden sein.

Die, für die Akkumulationsmöglichkeiten ausschlaggebenden Porositätsverhältnisse sind in erster Linie an besondere Fazieszonen gebunden, vor allem an die detritischen Kalke und an die Riffkalke der Kreide und des Tertiärs (Paleozän-Helvétien).

4. Zukünftige Untersuchungen

Es ist nicht die Aufgabe dieser Arbeit, die erdölgeologische Situation der Abruzzen bis in alle Details zu begutachten, wir beschränken uns daher auf die folgenden kurzen summarischen Hinweise:

1. Die zahlreichen Erdöl- und Asphaltvorkommen des Untersuchungsgebietes lassen die Vermutung zu, daß in der weiteren Umgebung wohl noch größere Akkumulationen erwartet werden können. Erfahrungsgemäß treten in allernächster Nähe und in direktem Zusammenhang mit größeren Asphaltvorkommen nur selten größere Erdöلالakkumulationen auf, so daß unser Untersuchungsgebiet, abgesehen von der Möglichkeit kleinerer lokaler Ansammlungen im Bereich der Depression von Caramanico, zunächst für die weitere Exploration ungünstig erscheint.

2. Günstige Deckformationen sind in der nördlichen Fortsetzung unseres Gebietes, zwischen dem Apenninenostrand und der adriatischen Küste, in Form der pliozänen Tone und der mio-pliozänen Mergel und Tonhorizonte vorhanden.

3. In diesem Gebiet könnten sich günstige Strukturen befinden, da die gesamte Zone bis in die jüngste Zeit hinein tektonischen Bewegungen unterworfen war.

4. Die faziellen Verhältnisse der Kreide und des Tertiärs im benachbarten Apenninenstreifen der Maiella und des Gran'Sasso lassen erwarten, daß dort, wenigstens stellenweise, günstige Porositätsverhältnisse im Untergrund angetroffen werden können.

5. Die an der Maiella, am Morrone und im Gran'Sasso-Gebiet nachweisbaren Diskordanzen an der Kreidebasis, an der Kreide-Eozänwende, innerhalb des Eozäns, an der Eozän-Oligozänwende, sind — da man ausgehend vom Apenninenrand gegen die Adria zu fortschreitend, in ein ehemaliges Beckenzentrum gelangt — in der oben genannten Zone sicherlich schwacher ausgeprägt, können aber dennoch lokale Akkumulationsmöglichkeiten bieten.

6. Für eine zukünftige, erdölgeologische Exploration erscheint der adriatische Küstenstreifen recht günstig, jedenfalls gerade so verheißungsvoll wie die Gebiete der Po-Ebene oder andere Gebiete, in denen heute nach Oel gesucht wird. Jedoch hängt die weitere Untersuchung wegen der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse in besagtem Streifen fast ausschließlich von einer detaillierten, geophysikalischen Exploration ab (Gravimetrie und Seismik), die ja in der Po-Ebene schon zu gewissen Resultaten geführt hat.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit enthält die Resultate mehrjähriger Untersuchungen in den SE-Abruzzen: Im Gebiete der Montagna del Morrone, der Depression von Caramanico, der Montagna della Maiella und im Einzugsgebiet des Aventino.

Im östlichsten Teil des Gebietes (Aventinotal) stehen «argille scagliose» (rotbraune chaotische Tone) der Kreide und des Alttertiärs an. Sie enthalten eine, als Serie von Taranta bezeichnete Gesteinsfolge von Radiolariengesteinen, die mit Kohlelagen wechsellagern; die Genese der Serie von Taranta und der argille scagliose wird mit basischer vulkanischer Tätigkeit in einer flachen See erklärt. Diese Formationen werden von der Torrettaserie überlagert, die eine Wechsellagerung von Brekzien und Globigerinenmergelkalken umfaßt, die an einigen Stellen von vulkanischen Glastuffen begleitet wird. Die Brekzien der Torrettaserie führen eine aufgearbeitete Großforaminiferenfauna und sind dem Oligozän-Burdigalien zuzuordnen. Die nächsthöhere Formation — die Roccasandsteine — sind vielleicht noch ins Helvétien zu stellen.

Im Gebiet der Montagna del Morrone konnten sämtliche Stufen der Kreide vom Céno-manien bis zum Maestrichtien genau belegt werden. Die Sedimente der Oberkreide lassen eine eigentliche Riff-Fazies erkennen, in deren Schutz sich eine Hinterriff-Fazies ausbilden konnte (dichte Kalke und Dolomite), während an der Riffaußenseite eine Vorriff-Fazies mit detritischen Kalken und scaglia-Kalken nachweisbar ist. Das Eozän erscheint mit allen Unterstufen im Gebiet der Maiella, während am Morrone nur wenige Brekzienaufschlüsse mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Lutétien gestellt werden müssen.

Das Oligozän ist nur in der nördlichen und östlichen Maiella nachweisbar. Im Norden liegen alle Stufen dieser Formation vor. Im unteren Oligozän treten Nummulitenkalke auf, die mit Globigerinenkalken wechsellagern, und im oberen Oligozän erscheinen Bryozoen-Lepidocycluskalke. An der südöstlichen Maiella wird die Anwesenheit einzelner Oligozän-Horizonte nur vermutet. Im Miozän findet man glaukonitische, detritische Kalke und Globigerinenkalke des Burdigalien, die an der nördlichen und östlichen Maiella anstehen. Das Helvétien hat das gleiche Verbreitungsgebiet. Es ist durch Pectenkalke, Lithothamnienkalke und mergelige Kalke charakterisiert. Zudem erscheint das Helvétien noch im Gebiet des nördlichen Morrone, wo Heterosteginenkalke anstehen. Die bisher erwähnten Stufen des Tertiärs konnten ausnahmslos paläontologisch belegt werden. An der Basis des Tertiärs und auch innerhalb desselben, jeweilen an der Basis eines großen Teils der einzelnen Stufen dieser Formation, treten Diskordanzen auf.

In tektonisch bedingten Depressionen stehen die Formationen des sogenannten Mio-Pliozäns an. Zum größten Teil handelt es sich um Tone, Mergel und quarzreiche Sande. An einzelnen Stellen treten Konglomerate mit kristallinen Komponenten auf, sowie kompakte Kalkbrekzien und Gypslinsen.

Stratigraphisch zuoberst und nur im Nordosten des Untersuchungsgebietes anstehend, findet man die Sedimente des Pliozäns und des Unterquartärs, die durch sandige Küstenbildungen und durch tonige, pelagische Sedimente gekennzeichnet sind.

Die quartären und rezenten Sedimente umfassen Süßwasserbildungen im allgemeinen, Travertine, Moränen, Bergstürze usw.

Im Osten des Untersuchungsgebietes stellt man eine eigentliche, materialbedingte «Ton-tektonik» fest, während in der größeren, westlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes Brüche die Hauptrolle übernehmen. Sie grenzen einzelne Bruchblöcke ab, die zu verschiedenen geologischen Zeiten verstellt wurden und teilweise lateraler Kompression unterworfen waren. Die tektonischen Hauptbewegungsphasen sind an die Kreide-Eozänwende (Uranlage des Morrone), an die Basis des Oligozäns (Uranlage der Maiella) und in das Pliozän (endgültige Hochhebung der Kalkmassive) zu stellen. Einzelne Bruchblöcke wurden in der Zeit zwischen diesen Hauptphasen verstellt, wie auch das gesamte Gebiet ständiger mehr oder weniger intensiver tektonischer Aktivität unterworfen war, die bis in die heutige Zeit in Form von zahllosen Erdbeben bemerkbar ist.

Das tektonische Hauptproblem des Untersuchungsgebietes, die Frage, ob die Masse der in der östlichen Hälfte des Gebietes aufgeschlossenen argille scagliose autochthon oder allochthon sei, wurde von uns in ersterem Sinne beantwortet. Diese Auffassung stützt sich darauf, daß die argille scagliose des Aventino- und Sangrotales primär nicht viel tiefer abgelagert wurden als die ebenfalls in einer flachen See sedimentierten Kalke der Montagna della Maiella und des Morrone. Der frappierende Faziesunterschied zwischen beiden Zonen ist in erster Linie auf eine vulkanische Beeinflussung der argille scagliose-Zone innerhalb eines untiefen, wahrscheinlich von Brüchen begrenzten Sedimentationsbeckens zurückzuführen. Lokal sind die argille scagliose vielleicht um geringe Beträge gegen das Massiv der Maiella aufgeschoben worden.

Der Vergleich mit anderen Gebieten der Apenninenhalbinsel zeigt, daß zahlreiche tektonische und fazielle Verwandtschaften zwischen den Zonen unseres Untersuchungsgebietes und anderen Gebieten bestehen (z. B. Norditalien).

Die Asphaltkalklager und ein Oelvorkommen im Untersuchungsgebiet bieten ein großes erdölgeologisches Interesse.

Summary

The results of a five year long geological investigation in the SE-Abruzzi (Italy) are presented in this paper. This area (see Index Map, Plate III) is subdivided into 4 main geomorphic units (from W to E): Morrone mountain (2060 m), Caramanico depression, Maiella mountain (2798 m), and the drainage area of the Aventino River.

The first part of this study is mainly a detailed description of the stratigraphy integrated (Plates I and II) with the determination of numerous Cretaceous and Tertiary microfaunas, with special emphasis on genera and species of stratigraphic or paleoecologic value (Plate VII). Furthermore, a detailed discussion of the lithogenesis of the occurring rock types is given in order to complete the information on the processes of sedimentation of this region in Cretaceous and Tertiary times. The resulting paleogeographic reconstructions (Plate VI) indicate the outlines of the structural evolution in the considered area. In the second part the analysis and the mechanical interpretation of the widespread faulting and other structural phenomena together with the compilation of a geological sketch map (Plate III) led to the structural conception shown on the cross sections (Plate V).

In the Aventino valley area a thick section of scaly, red brownish chaotic clays, the «*argille scagliose*», of probable Cretaceous and Lower Tertiary age are the oldest outcropping sediments. They contain a series of radiolarian porcellanites and cherts alternating with red clays with manganese nodules and with thin layers of bituminous coal — the Taranta Series.

As a working hypothesis it is suggested that both the red clays and the radiolarian rock series were deposited in a rather shallow sea within an area of marked basic volcanic activity. The silica of the radiolarian skeletons is assumed to be of volcanic origin and the red clays should be interpreted as altered volcanic products (tuffs or basic igneous rocks). Since up to this date there are very few indications for the probability of such submarine alteration processes and since their mechanism is virtually unknown, the question remains open whether we are dealing with alteration of tuffs, with hydrothermal alteration products of basic igneous rocks, with mere submarine weathering of these rocks, or with a combination of all these processes. Basic igneous rocks (serpentines, gabbros, spilites etc.) are abundant and characteristic of the «*argille scagliose*» of northern Italy. In the central and southern Apennines only a few occurrences of such rocks are known. The «*argille scagliose*» are overlain by the Torretta Series of Upper Oligocene — Burdigalian age. This series is characterized by marly *Globigerina* limestones, with fine to coarse grained calcareous breccias. The latter were deposited by turbidity currents connected with earthquakes due to faulting and contain numerous reworked foraminiferal faunas. The nature of these reworking processes is discussed and illustrated on page 56 and plate VIII. Locally, thick zones of glassy volcanic tuffs are interbedded in this series; they are immediately followed by marly limestones with abundant radiolarians instead of the usual *Globigerina*.

The overlying Rocca sandstones are assumed to be of Helvetian age. In the central and western part of the investigated area (Maiella and Morrone mountains) sediments of the same Cretaceous and Lower and Middle Tertiary age occur, but in a typical reef limestone facies. Here Lower Cretaceous and almost all the stages of Middle and Upper Cretaceous from Cenomanian up to Maestrichtian were proved by paleontologic evidence. These Cretaceous sediments belong to three different facies: the fore reef, the back reef and the reef itself. In the fore reef zone very coarse to fine grained clastic limestones, sometimes with *Orbitoides* (Maestrichtian), were deposited. The outermost and northernmost zone of the fore reef is characterized by the «scaglia» limestones, which are very fine grained, thin bedded, sometimes marly limestones with interbedded chert layers and nodules and with *Globotruncana*. Hydrothermal quartz crystals are frequent in the upper part of the fore reef (Maestrichtian). The main reef zone is represented by a few local biostroms with corals, rudistids and hydrozoans. The main reef was probably already eroded at the time of deposition in the same manner as actual reefs today are continuously eroded.

The back reef is a zone with thin bedded compact yellowish and brownish limestones, sometimes with miliolids. These limestones alternate with dolomites and dolomitic limestones. The dolomites tend to dominate in the central Morrone. The limestones are believed to be precipitated in a very shallow sea. The dolomitization of limestones is an early diagenetic phenomenon, of which mechanism and causes are still unknown. Bauxites and *Chara*-limestones intercalated in the back reef sequence offer evidence of short emergent phases in this area.

A marked angular unconformity occurs at the base of the Paleocene; other unconformities are at the base of the Ypresian and the Lutetian. On the Morrone mountain and the southern Maiella mountain the Eocene section is very incomplete, whereas in the central and northern Maiella almost every stage from Paleocene up to Priabonian has been proved by micropaleontologic evidence. The occurring rocks are coral reef limestones, limestones with *Nummulites*, *Alveolina* and other macroforaminifera and with *Globigerina* and *Globorotalia*. These Eocene rocks had a lithogenesis and paleoecology similar to those of Cretaceous rocks.

Oligocene occurs only on the northern and eastern flanks of Maiella mountain. One unconformity at the base of the Lattorfian and another one at the base of the Chattian indicate again tectonic instability. The lower Oligocene with its *Globigerina* and *Nummulites* limestones is overlain by limestones with abundant *Lepidocyclina*, *Mio-gypsina* and bryozoans of Chattian and Aquitanian age. In order to test our stratigraphical subdivision a comparison with the microfaunas of the Oligocene and Miocene sediments at several type localities in the Mediterranean is presented on page 151/152.

The beginning Miocene is marked by the glauconitic clastic limestones and glauconitic *Globigerina* limestones of Burdigalian age. Furthermore limestones with *Lithothamnium*, *Pecten* and other molluscs, as well as *Globigerina* and *Heterostegina* limestones of Helvetian age, occur mainly at the northern and eastern edge of Maiella mountain and the northernmost part of Morrone mountain. Tortonian outcrops of bituminous shales with abundant pelagic foraminifera (*Globigerina*, *Globorotalia* and *Orbulina*) are very rare in the investigated region.

The so called «Mio-Pliocene» with clays, gypsum lenses, marls, quartz rich sandstones, conglomerates with peculiar granitic pebbles and limestone breccias indicate a definitely new type of sedimentation. Throughout the whole region these overlie un-

conformably older structures and sediments. Although the unconformity has never been observed, all the field data and regional considerations point to this conclusion. The «Mio-Pliocene» sediments are mainly accumulated in tectonic depressions and are of considerable thickness. Very few fossils of uppermost Miocene age were found proving the intermediate position between fossiliferous Tortonian and Pliocene sediments. The Pliocene (Astian-Plaisancian) sands and clays rest unconformably on the Mio-Pliocene. This fact has also been deduced more from regional considerations than from field evidence, since the boundary has never been observed and is marked only by slight lithological differences.

The Quarternary and Recent deposits are sands, gravels, lacustrine chalks and clays, travertines, moraines, landslides, screes etc.

Structurally the eastern part of the investigated area is entirely dominated by the peculiar behavior of the chaotic «*argille scagliose*». These clays form a kind of ground-mass in which «swimming» blocks of the younger sediments are distributed without any indication of a definite structural trend. Only linear topographic features suggest deep lying fault zones.

Maiella mountain is a dome-like uplift subdivided into numerous NW-SE striking fault blocks. The structure of this mountain has to be explained by the action of horizontal and vertical forces at different phases.

Morrone mountain is a horst-like, NW-SE striking uplift which on its eastern margin has been thrust over the neighbouring depression of Caramanico. The geometric nature of this high angle overthrust zone has been discussed on page 193 and plate IX. No evidence was found in favor of the new theory of the «composite wedges» recently proposed by MIGLIORINI. This theory is based mainly on previously published cross sections of Morrone mountain made by BENEJO, which seem to be rather improbable interpretations of the facts observed in the field.

The most striking events concerning the structural evolution of the investigated area can be summarized in the following way: In Cretaceous time the eastern part was a subsiding basin with shallow — water clay deposits of volcanic origin, whereas the western part was an even shallower and also subsiding reef area. The boundary between both zones was sharp and probably an escarpment of structural origin. At the very end of the Cretaceous, the Morrone mountain was uplifted and became almost a land area during the later periods. The neighbouring Maiella area and the eastern «*argille scagliose*»-area subsided during the Eocene. Within the Oligocene, the Maiella mountain was domed and slightly uplifted. In the same period the eastern «*argille scagliose*» region was subjected to a still more accentuated subsidence. The thick and, in a structural sense, rather stiff Torretta Series was deposited on top of the incompetent clay series of the «*argille scagliose*». A readjustment of singular blocks to a more stable position seems to be responsible for the typical structure of this zone. Similar readjustment occurs also in younger phases and involved blocks of younger sediments in the same tectonic mass. During the Mio-Pliocene the basin of Sulmona, the depression of Caramanico, the marginal depression east of Maiella mountain, and parts of the Aventino valley area were characterized by strong negative movements leading to accentuated subsidence and the accumulation of a thick clastic series. At the same time the limestone massifs were slowly uplifted. A main phase must be placed in the earliest Pliocene when these limestone mountains were uplifted to a considerable height and par-

tially thrust over the neighbouring depressions. In later Pliocene, Pleistocene, and even in Recent times, this region was still active: but only broad regional uplifting dominated and not, as before, positive and negative movements of individual blocks. It is believed that the individual behavior of single blocks, illustrated by the different structural evolution of various tectonic elements, is very characteristic for a large part of the eastern Apennines. This structural evolution can also partially be deduced from the evolution of the geomorphic forms.

The main geologic question — whether the «*argille scagliose*» are autochthonous or allochthonous — is of great importance for the understanding of the structure of the Apennines. This study led to the conclusion that an allochthonous solution of the problem cannot be accepted. The recently proposed idea of large scale submarine slumping of these clays reactivated at different times and covering almost the whole chain of the Apennines is improbable for mechanical reasons, for complete lack of stratigraphic evidence and for insufficient structural interpretations. A satisfactory age attribution or lithogenetic interpretation of the «*argille scagliose*» is never given. This, however, in our opinion seems to be the crucial problem. The suggested hypothesis which tends to explain the «*argille scagliose*» as shallow water deposits and as altered volcanic products has to be proved either by comparison with similar geological conditions in other regions or by comparison with similar recent marine deposits. The neighbouring location of two so drastically different facies as the reef complex and the red clays with radiolarian rocks of our region would in this way be explained by a sudden facies transition instead of by an exaggerated tectonic solution. As usual in such cases, a combination of both solutions will probably give the adequate picture.

Geophysical data, geomorphic remarks, a discussion of the position of the investigated area within the tectonic units of the Apennines together with a stratigraphic outline of the central Apennines (see page 236) are given in the last chapters of the tectonic part of this paper.

Since asphalt deposits of economic importance and a small oil pool are located in the SE-Abruzzi, a special part deals with their description. Asphaltic impregnations and other oil seepages occur in almost every stratigraphic stage from the Cretaceous up to the Miocene, perhaps also in Pleistocene gravels. They are mainly connected with fault zones. The source bed problem is discussed but not resolved in a satisfactory way. It seems probable that source beds of different age and facies occur in this part of the Apennines (see pages 254—257).

Literaturverzeichnis

1. Abbate, E. (1891): La Maiella. Boll.C.A.I., 24. Torino.
2. — (1903): Guida dell'Abruzzo. Roma.
3. Aberdeen, E. (1940): Radiolarian fauna of the Caballos formation, Marathon Basin, Texas. J. of. Pal., 14.
4. Adams, J.E. und andere (1950): Reef Issue. J. of Geol. 58.
5. Airaghi, C. (1908): Di alcuni Echinidi miocenici del gruppo della Maiella. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., XLVII (Milano).
6. Alberti, A. (1950): La serie dei terreni sedimentari della regione compresa tra i monti della Tolfa, i Sabatini ed i Cimini (Lazio). La Ricerca Scientifica 20 (Roma).
7. — (1950): Segnalazione di Oligocene e di Cretaceo presso Tarquinia (Lazio). La Ricerca Scientifica 20 (Roma).
8. — (1951): Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino Centrale. Boll. Serv. Geol. Ital. 72. Roma.
9. Almagià, R. (1910): Studi geografici sulle frane in Italia. Roma.
10. — (1912): Neue Untersuchungen und offene Fragen über die Morphologie des Zentral-appennins. Hettners Geogr. Zeitschr. Bd. 18.
11. Andrusov, D. (1950): Skameneliny karpatskych druhohôr I. rastliny a Provky. Les Fossiles du mésozoïque de Karpates I. Plantes et Protozoaires. Práce státneho Geol. Ustavu.
12. Angelis, d'Ossat, G. de (1897): Contribuzione allo studio paleontologico nell'alta valle dell'Aniene. Boll. Soc. Geol. Ital. 16.
13. — (1899): Le sorgenti di petrolio a Tocco da Casauria (Abruzzo). Rassegna mineraria, 16 (Torino).
14. — (1903): Les gisements pétrolifères en Italie. Moniteur des intérêts pétrolifères Roumains, n. 13—14. Bucarest.
15. — (1900): I ciottoli esogenici del M. Deruta. Rend. R. Acc. Lincei, 9.
16. — (1906): Il Miocene nel versante orientale della Montagna della Maiella. Boll. Soc. Geol. Ital., 25.
17. Anonimo, (1869): Programma del Comitato promotore per una Società anonima abruzzese dei minerali della Maiella, Chieti.
18. — (1903): Asphalt und Asphaltgewinnung Reh et C. Asphaltgesellschaft S. Valentino, Berlin.
19. Arbenz, P. (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. «Heimfestschr.», Vierteljahresschr. Natf. Ges. Zürich 64.
20. Archiac, A. d', und Haime J. (1853): Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde etc., Monographie des Nummulites. Paris.
21. Azzaroli, A. (1945): Sulle faune a macroforaminiferi dei dintorni di Firenze. Boll. Soc. Geol. Ital. 64.
22. Baldacci, L. e Canavari, M. (1884): La regione centrale del Gran Sasso d'Italia. Boll. R. Com. Geol. 15.
23. Baldacci, L. (1886): Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia. Mem. descr. Carta geol. Ital., I.
24. Baldacci, L. e Viola, C. (1894): Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale. Boll. R. Com. Geol. 25.
25. Baldini, U. (1949): Manifestazioni metanifere nell'Italia meridionale. Atti VI. Convegno Naz. p. il Metano. Padova.
26. Bailey, E.B. (1930): New light on sedimentation and tectonics. Geol. Mag. 67.
27. — (1936): Sedimentation in relation to tectonics. Geol. Soc. America. Bull. 47.
28. Bally, A. (1950): Report on the Stratigraphy in SE-Sicily. z.h. Gulf Oil Corporation, New York. Nicht veröffentlicht.

29. — (1952): Osservazioni geologiche sulla regione compresa tra la pianura di Sulmona ed il fiume Sangro. (Nota preliminare). Contr. di Scienze Geol. II. Suppl. La Ricerca Scientifica. Roma.
30. — (in Vorbereitung): Appunti sulla Stratigrafia della Sicilia Sudorientale.
31. Baratta, M. (1901): I Terremoti d'Italia. Torino.
32. Barth, C. W., Correns, P., Eskola, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
33. Beets, C. (1940): Die Geologie des westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. Beitrag zur Geol. des Nordapennins. Leid. Geol. Med. 12
34. Behrmann, R. B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, II. Folge, H. 15.
35. — (1938): Appunti sulla geologia della Sicilia centro-meridionale. Vacuum Oil Company S.A.I., Genova.
36. — (1940): Geologie und Erschließung der Erdölvorkommen Italiens. Oel und Kohle, 36 Berlin.
37. Bellini, R. (1926): Osservazioni a favore della Tirrenide. Boll. Soc. Geol. Ital. 65.
38. Bemmelen, R. W. van (1949): The geology of Indonesia. Special edit. bureau of mines in Indonesia, Batavia.
39. Beneo, E. (1936): La formazione miocenica e la tettonica della Valle Roveto (Alta Valle del Liri). Boll. R. Uff. Geol. Ital. 61.
40. — (1938): Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale comprese nel foglio 161 Alatri. *ibid*, 63.
41. — (1938): Insegnamento di una galleria a proposito della tettonica della Valle del Sagittario. *ibid*, 63.
42. — (1939): Foglio n. 151 Alatri, della Carta Geol. d'Ital. 1:100 000 e Note Illustrative.
43. — (1939): Sezioni geologiche attraverso la Montagna del Morrone (Appennino Abruzzese). Boll. R. Uff. Geol. Ital. 64.
44. — (1939): Sezione geologica della penisola italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino Laziale ed Abruzzese. *ibid*, 64.
45. — (1939): Le terrazze quaternarie della regione fucense ed i loro rapporti con i fenomeni orogenetici nella Marsica (Appennino Abruzzese). Boll. Soc. Geol. Ital. 58.
46. — (1940): Tettonica della Valle dell'Aterno. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 64.
47. — (1941): Ipotesi sulla posizione stratigrafica della roccia madre degli idrocarburi in Abruzzo e nel Lazio. Boll. Soc. Geol. Ital. 60.
48. — (1942): Le zone strutturali e le possibilità petrolifere della Valle Latina. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 57.
49. — (1943): Foglio no. 146 Sulmona, della Carta Geol. d'Italia, 1:100 000, e Note Illustrative. Roma.
50. — (1943): Schema tettonico dell'Abruzzo nord-orientale. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 68.
51. — (1950): La presunta finestra tettonica di Carpineto Romano nei Monti Lepini. *ibid*, 70.
52. — (1951): Sull'identità tettonica esistente fra la Sicilia e il Rif (nord Marocco) *ibid*, 72.
53. — (1952): Le possibilità petrolifere della Sicilia nel quadro di una più realistica interpretazione della tettonica italiana. *ibid*, 72.
54. — (1951): Les possibilités pétrolifères de la Sicile et de la zone adriatique de la Maiella (Apennin central) dans le cadre de la tectonique générale de l'Italie. Proceedings III. World Petr. Congr., section I, Leiden.
55. Beneo, E und Trevisan, L. (1947): Sulla struttura del Monte Soratte. (Lazio). Boll. Soc. Geol. Ital. 65
56. — (1950): Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia penisulare ed insulare. Boll. Soc. Geol. Ital. 68.
57. — (1950): Le argille scagliose di San Felice Circeo (Lazio). *ibid*, 69.
58. Benson, W. N. (1913): Spilite Lavas and Radiolarian Rocks in New South Wales. Geol. Mag. 50.
59. Bertarelli, L. V. (1907): Ancora della grotta della figlia di Jorio. Le Vie d'Italia, Milano.
60. Bianconi, G. (1840): Storia naturale dei terreni ardenti etc. N. Ann. delle Sc. Nat. 2, 3 und 4, Bologna.
61. Bidou, L. (1878): Gisements de bitumes, pétroles et de divers minéraux dans les Provinces de Chieti et de Frosinone, et traitement des matières bitumineuses à Lettomanoppello. Siena.

62. Bieda, F. (1930): Remarques sur la nomenclature et la classification de certaines espèces de Nummulines. Bull. Ac. Pol. Sc. et Lettres, sér. B, 1. (Krakau)
63. — (1933): IIème partie: Sur quelques petites Nummulines de Gan. ibid. 2.
64. — (1934): IIIème partie: Sur Nummulina Partschi de la Harpe et N. gallensis Heim. ibid. 3.
65. Blanck, E. und Scheffer (1930): Handbuch der Bodenlehre. Bd. III und IV, Berlin.
66. Bolli, H. (1944): Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Ecl. Geol. Helv. 37.
67. — (1952): Note on the Cretaceous-Tertiary boundary in Trinidad, B.W.I. J. of Pal. 26.
68. Bonarelli, G. (1899): Escursioni della Società Geologica Italiana nei dintorni di Ascoli Piceno. Boll. Soc. Geol. Ital. 28.
69. — (1930): Le regioni petrolifere italiane: parte II, l'Abruzzo Teremano e la valle del Pescara. Miniera Ital. 14.
70. — (1931): Il Quaternario della val di Nora in territorio di Catignano (Prov. di Pescara). Boll. Soc. Geol. Ital. 50.
71. — (1941): Discordanze tra il Pliocene e il Miocene nell'Appennino settentrionale. ibid. 60.
72. — (1941): Relazione della escursione a Gubbio. ibid. 59.
73. — (1944): Mercaptaniti. ibid. 62.
74. — (1946): Ancora sulle argille scagliose. ibid. 63.
75. — (1951): La Majella (Appennino centrale). Boll. Serv. Geol. Ital. 71.
76. Boni, A. (1934): Fossili miocenici del Monte Vallassa. Boll. Soc. Geol. Ital. 52.
77. — (1937): Studi comparativi fra il Neogene del bacino di Vienna e quello del bacino Piemontese-Ligure. ibid. 56.
78. Bonito, M. (1691): Terra tremante, ovvero continuazione dei terremoti dalla creazione del mondo sino al tempo presente. Napoli.
79. Bourcart, J. (1938): La marge continentale. Essai sur les regressions et transgressions marines. Bull. Soc. Geol. France. (5) 8.
80. Boussac, J. (1906): Sur le terrain nummulitique à Biarritz et dans le Vicentin. Bull. Soc. géol. France. (4) 6.
81. — (1908): Sur la succession des faunes nummulitiques à Biarritz.
82. — (1911): Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Ann. Hébert, 5. Paris.
83. — (1911): Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Essai sur l'évolution des Nummulites. Mém. Carte géol. dét. France.
84. Bradley, W.H. und andere (1942): Geology and Biology of North Atlantic deep-sea Cores between Newfoundland and Ireland. Prof. Paper 196, U. S. geol. Surv.
85. Bramlette, M.N. (1946): The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks. Prof. Paper. 212, U. S. geol. Surv., Washington.
86. Brandt, K. (1885): Die koloniebildenden Radiolarien (Sphaerozoen) des Golfes von Neapel. Zool. Station zu Neapel. Berlin.
87. Brocchi, G. B. (1819): Osservazioni naturali fatte in alcune parti degli Appennini nell'Abruzzo ulteriore. Bibl. It. 4, Milano.
88. Brockmann, Chr. (1935): Diatomeen und Schlick im Jade-Gebiet, Senckenberg. Natf. Ges. Abh. 430.
89. Brongersma-Sanders, M. (1948): The importance of upwelling water to vertebrate paleontology and oil geology. Kon. Nederl. Akad. Wet. Afd. Nat. (2e sectie), 45. Amsterdam.
90. — (1951): On conditions favouring the preservation of chlorophyll in marine sediments, with an appendix by W.G. Aldershoff. Proceedings III World Petr. Congress, section I. Leiden.
91. Brönnimann, P. (1940): Ueber die tertiären Orbitoididen und die Miogypsiniden von NW-Marokko. Abh. Schw. Pal. Ges. 63.
92. — (1953): Note on planktonic foraminifera from Danian localities of Jutland, Denmark. Ecl. Geol. Helv. 45.
93. Brückner, W. (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen. Geol. Rsch. 39, H. 1.
94. Büchi, U.P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. Diss. Zürich.
95. Büchi, U.P., und Hoffmann F. (1945): Ueber die Vorkommen kohlig-kieseliger Schich-

- ten und verkieselter Baumstämme in der oberen marinen Molasse von St. Gallen. Ecl. Geol. Helv. 38.
96. — (1945): Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tortonien der Ostschweiz. Ecl. Geol. Helv. 38.
 97. Burri, C. (1948): Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens. Schw. Min. Pet. Mitt. 28.
 98. Burri, C. und Niggli, P. (1945/49): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I und II. Publ. Vulkaninst. E. Friedländer, Nr. 3 und 4, Zürich.
 99. Cacciamali, G. B. (1924): Carreggiamenti nell'Appennino Abruzzese-Campano. Boll. Soc. Geol. Ital. 63.
 100. Caloi, L. (1942): Attività sismica in Italia nel decennio 1930—1939. Firenze.
 101. Campbell, S. A. (1952): An introduction to the study of Radiolaria. Micropaleontologist 6.
 102. Cappellini, G. (1866): Petroli di Tocco e bitumi di Lettomanoppello. Torino.
 103. Cappello, A. (1830): Sopra un nuovo fenomeno geologico al Gran'Sasso d'Italia. Roma.
 104. Cappocci, E. (1837): Viaggio alla Meta, al Morrone ed alla Maiella. Napoli.
 105. Carozzi, A. (1947): Esquisse géologique des environs de Pietrasecca. Val di Varri. CR. Soc. phys. hist. nat. 64. Genève.
 106. — (1949): La tectonique transversale des Apennins, Note préliminaire. Arch. Sc. soc. phys. hist. nat. Genève.
 107. Cassetti, M. (1893): Appunti geologici sul Matese. Boll. Com. Geol. Ital. 24.
 108. — (1894): Relazione dei lavori eseguiti nella Valle del Volturno nell'anno 1893. *ibid.* 25.
 109. — (1895): Rilevamento geologico di alcuni gruppi montuosi dell'Italia merid. eseguito nel 1895. *ibid.* 27.
 110. — (1897): Sul rilevamento geologico di alcune parti dell'Appennino, eseguito nel 1896. *ibid.* 28.
 111. — (1898): Rilevamento geologico nell'Abruzzo aquilano ed in Terra di lavoro. *ibid.* 29.
 112. — (1899): Osservazioni geologiche su alcuni monti tra le Valli del Volturno e del Liri. *ibid.* 30.
 113. — (1900): Rilevamenti geologici eseguiti l'anno 1899 nell'alta Val del Sangro ed in quelle del Sagittario, del Gizio e del Melfa. *ibid.* 31.
 114. — (1903): Appunti geologici sui monti di Tagliacozzo e Scurgola nella Marsica. *ibid.* 34.
 115. — (1904): Sulla struttura geologica dei monti della Maiella e del Morrone. *ibid.* 35.
 116. — (1904): Da Avezzano a Sulmona ed alla Maiella. *ibid.* 35.
 117. — (1906): Osservazioni geologiche sul M. Sirente e suoi dintorni. *ibid.* 37.
 118. — (1907): Sezione geologica del M. Velino. *ibid.* 38.
 119. — (1909): Sulla struttura geologica del bacino dell'Aterno, da Aquila a Sulmona. *ibid.* 40.
 120. — (1910): Struttura geologica della regione montuosa orientale del Gran'Sasso d'Italia. *ibid.* 41.
 121. — (1912): Relazione preliminare sulla campagna geologica 1911 in Campania, Abruzzo, ecc. *ibid.* 43.
 122. — (1913—14): Appunti geologici su alcune regioni della Capitanza, dell'Irpinia, e dell'Abruzzo Chietino ed Aquilano. *ibid.* 44.
 123. Castany, G. (1948): Les fosses d'effondrement de Tunisie. Ann. Mines géol. 3. Tunis.
 124. Castiglioni, B. (1935): Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale. Publ. Ist. Geogr. Univ. Roma, serie A.
 125. Catalisano, S. (1932): Nuove ricerche paleontologico-stratigrafiche attorno al gruppo del Gran'Sasso d'Italia. Quadrante Penne, Boll. R. Uff. Geol. 57.
 126. — (1938): Stato attuale delle conoscenze geologiche sul gruppo del Gran'Sasso d'Italia. *ibid.* 63.
 127. Cavasino, A. (1935): I Terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899—1933. Mem. R. Uff. Meteor. Geofis. 4, Roma.
 128. Cavinato, A. (1947): Geologia e Genesi delle Bauxiti. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 15.
 129. Cayeux, L. (1916): Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires (mit Atlas). Mém. Carte géol. France.
 130. — (1924): La question des jaspes à Radiolaires au point de vue bathymétrique. C. R. Soc. géol. France.
 131. — (1929): Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Serv. Carte géol. France; Paris.
 132. — (1929): Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Atlas. *ibid.*
 133. — (1935): Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. *ibid.*

134. — (1941): *Causes anciennes et causes actuelles en géologie*. Paris.
135. Checchia-Rispoli, G. (1904): Osservazioni geologiche lungo la valle del Fortore (Capitanata). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 22.
136. — (1906): Sulla diffusione geologica delle Lepidocicline. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 25.
137. — (1906): Di alcune Lepidocicline eoceniche della Sicilia. *Riv. Ital. di Paleont.* 12.
138. — (1907): Sulla provenienza di alcune Lepidocicline dei dintorni di Termini Imerese. *Giorn. Sc. Nat. ed Econ. Palermo*, 26.
139. — (1912): Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, parte I. *Giorn. Sc. nat. ed. econ. Palermo*, 29.
140. — (1913): I Foraminiferi dell'Eocene dei dintorni di S. Marco la Catola (Capitanata). *Paleont. Ital.* 19.
141. — (1914): Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata. Parte II. *Giorn. Sc. nat. ed. econ. Palermo*, 30.
142. — (1914): Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata. Parte III. *ibid.* 30.
143. — (1914): Bibliografia geologica e paleontologica della Capitanata. *Scuola Tip. Colonia S. Martino, Palermo*.
144. — (1916): Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata. Parte IV. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 35.
145. — (1916): Sopra alcune rocce a Lepidocicline dell'Eocene dell'Appennino centrale e meridionale. *ibid.* 35.
146. — (1916): L'Eocene dei dintorni di Roseto Valfortore e considerazioni sulla sua fauna. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, 46.
147. — (1916): Su alcune rocce a Foraminifere dell'Eocene della Capitanata. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 35.
148. — (1917): Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, Parte V. *ibid.* 36.
149. — (1921): Sulla distribuzione geologica delle Orbitoidi. *Boll. R. Com. Geol. Ital.* 48.
150. — (1923): Sulla distribuzione stratigrafica delle Miogipsine. *ibid.* 49.
151. — (1925): Considerazioni paleontologiche sulla fauna dell'Eocene dei dintorni di Castelluccio Valmaggiore (Capitanata). *Mem. R. Acc. d. Lincei*, I.
152. — (1931): Nuove osservazioni sulla fauna nummulitica dei dintorni di Castelluccio Valmaggiore (Capitanata). *Boll. R. Uff. Geol. Ital.*, 56.
153. — (1935): Su di una formazione miocenica dell'Appennino della Capitanata. *Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei*, 22.
154. — (1936): Cenni preliminari su giacimenti di argille smettiche in Italia. *La Ricerca scientifica*, 11.
155. — (1937): Nota preliminare sulle serie cenozoica dell'Appennino pugliese. *Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei*, 24.
156. — (1939): Osservazioni geologiche preliminari lungo la Valle del Celone (Capitanata). *ibid.* 29.
157. — (1941): Osservazioni geologiche sull'Appennino pugliese. *Rend. R. Acc. d'Italia*, 11.
158. — (1942): Osservazioni geologiche nei dintorni di Biccari. *Mem. R. Acc. d'Italia*, 13.
159. — (1945): Nuovi dati su di una formazione miocenica dell'Italia meridionale. *Boll. Uff. Geol. Ital.* 48.
160. — (1946): Nuove osservazioni geologiche sulla serie attraversata dal fiume Celone (Capitanata). *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 1.
161. Chelussi, J. (1893): Studio petrografico di alcune arenarie della provincia di Aquila (Abruzzi). *Giorn. di Min.* 4.
162. — (1897): Brevi cenni sulla costituzione geologica di alcune località dell'Abruzzo Aquilano. Firenze.
163. — (1903): Sulla geologia della conca Aquilana. *Atti Soc. It. Sc. Nat.* 42.
164. — (1904): Alcune osservazioni preliminari sul gruppo del M. Velino sulla Conca del Fucino. *ibid.* 43.
165. — (1908): Appunti petrografici sopra alcune rocce dell'Italia centrale. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 27.
166. — (1910): Sulla presenza di minerali caratteristici in molte rocce mioceniche dell'Italia centrale. *Atti Soc. lig. Sc. nat.* 21.
167. — (1914): Alcuni ciottoli cristallini del conglomerato di Campobasso. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 33.
168. Cingue, E. de (1903): *La grotta del Cavallone, Abruzzo*. Natura ed Arte, Milano.

169. Cita, M. B. (1948): Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). Riv. Ital. Pal. 54. Milano.
170. — (1950): L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda. ibid, 56.
171. Clark, L. and Campbell, A. S. (1938): Radiolarian earths in the Eocene Series of the Mount Diablo area, Middle California. Proc. Geol. Soc. Amer. for 1937.
172. — (1942): Eocene Radiolarian faunas from the Mt. Diablo area, California. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 51.
173. — (1944): Miocene Radiolarian faunas from Southern California. ibid. 51.
174. Clark, L. (1945): Possible shallow-water origin of Radiolarian shale of the Mount Diablo Area, Middle California. Report of the Committee on marine ecology as related to Paleontology, 5 (1944—45). Washington.
175. Cloos, H. (1936): Einführung in die Geologie. Lehrbuch der inneren Dynamik. Berlin.
176. — (1939): Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Geol. Rsch. 30.
177. Cloud, E. P. und Barnes, V. E. (1948): Paleoeology of the early ordovician sea in central Texas. Rep. Comm. Treatise on marine ecology and paleoecology, 8. Washington.
178. Colbertaldo, D. (1950): Ricerche sulle torbide della Laguna Veneta. Soc. Ital. Progr. Sc., Roma.
179. Colonna, E. (1900): Le miniere di asfalto in prov. di Chieti. La Chimica Industriale, II. Torino.
180. Comel, A. (1936): Ricerche sulla «terra rossa» di Roccaraso. Boll. Soc. Geol. Ital. 55.
181. Cooper, G. A. (1948): Annotated bibliography of brachiopod ecology. Annotated bibliography of brachiopod paleoecology. Rep. Comm. Treatise on marine ecology and paleoecology, 7 (vergl. Nr. 596).
182. Cornelius, H. P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geol. Rsch. 39.
183. Correns, C. W. (1924): Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). Preuß. Geol. Landesanst., Abh. Berlin.
184. — (1928): Beziehungen zwischen Strömungen und Bildung küstenferner Sedimente. N. Jahrb. f. Min. usw. Abt. B, 57.
185. — (1937): Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. Wiss. Erg. deutsch. atlant. Exped. «Meteor». Bd. 3, 3. Teil, 2. Lief. Berlin und Leipzig.
186. — (1939): Die Sedimentgesteine in Barth-Correns-Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Julius Springer Verlag, Berlin.
187. — (1941): Ueber die Löslichkeit von Kieselsäure in schwach sauren und alkalischen Lösungen. Chemie der Erde, 13.
188. Cortese, E. (1926): Studi e ricerche in Campania, Puglia, Calabria e Sicilia. Mem. Descr. Carta Geol. Ital., 20.
189. — (1934): Descrizione geologica della Calabria. Roma, 1895 (ristampa Firenze).
190. Cossmann, M. (1895—1921): Essais de Paléoconchologie comparée. 21 Bde. Paris (chez l'auteur).
191. Cossmann, M., et Peyrot, A. (1909—1924): Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Actes Soc. Linn. Bordeaux 63—76.
192. Coster, H. P. (1945): The gravity field of the western and central Mediterranean. Diss. Utrecht (W. Uitgevers-Maat. Groningen, Batavia).
193. Crema, C. (1912): Relazione preliminare sulla campagna geologica. Abruzzo Aquilano, 1911. Boll. Com. Geol. Ital. 43.
194. — (1913): Sulle escursioni dalla S.G.I. nel 1912—13. Escursioni nei dintorni di Aquila. Boll. Soc. Geol. Ital. 32.
195. — (1917): Nuovi affioramenti di bauxite nell'Abruzzo Aquilano. La Miniera It., 2.
196. — (1926): A proposito dei carreggiamenti supposti nella parte alte del Sangro e nelle valli limitrofe. Boll. Soc. Geol. Ital. 45.
197. — (1926): Giacimenti della Basilicata. Mem. Descr. Carta Geol. Ital. 20.
198. — (1927): Il colle morenico di Salle nel gruppo del Morrone. Boll. Uff. Geol. d'Ital. 52.
199. — (1929): Sezioni geologiche nella conca del Fucino e nell'alto bacino del Liri. Boll. Soc. Geol. Ital. 47.
200. — (1930): Nuovi ritrovamenti di bauxite in Puglia. Atti Soc. Ital. per il Progresso d. Scienze, 18 riunione, Firenze-Pavia, vol. II.
201. — (1931): La bauxite in Puglia. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 56.
202. — (1932—33): Sulla struttura geologica del Monte Velino Rend. R. Acc. Sc. 58, Torino.
203. — (1933): Geologia in: il Parco Nazionale d'Abruzzo. C.A.I. Roma.

204. — (1933): Le risorse in minerali d'aluminio delle due sponde adriatiche. Atti S.I.P.S.
205. Crema, C. e Lotti, B. (1927): I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. Studi sulla zona di transizioni della Facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa. Boll. R. Com. Geol. Ital. 52.
206. Crickmay, G. W., Ladd, H. S. and Hoffmeister, J. E. (1941): Shallow water Globigerina sediments. Bull. Geol. Soc. Am. 52.
207. Cumings, E. R. (1932): Reefs or bioherm? Bull. Geol. Soc. Amer. 43.
208. Cumings, E. R. and Shrock, R. R. (1928): Niagara coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations. Bull. Geol. Soc. Amer. 39.
209. Curry, D. (1937): The English Bartonian Nummulites. Proc. Geol. Ass. 48.
210. Cushman, J. A. (1948): The foraminifera: their classification and economic use. Harvard Univ. Press. (Cambridge, Mass.).
211. Cuvillier, J. (1930): Révision du Nummulitique égyptien. Mém. Inst. Egypte, 16.
212. — (1941): L'Eocène de la région de Suez. Bull. Soc. géol. France (5) 11.
213. — (1951): Corrélations stratigraphiques par Microfaciès en Aquitaine Occidentale. Leiden, E. J. Brill.
214. Dainelli, G. (1915): L'Eocene Friulano. Mem. geogr. Firenze.
215. Daubrée, A. (1879): Etudes synthétiques de Géologie expérimentale. Dunot, Paris.
216. David-Sylvain, E. (1937): Etude sur quelques grands foraminifères tertiaires. Mém. Soc. Géol. France, 16.
217. Davies, A. M. (1953): Tertiary Faunas. vol. I und II. Thomas Murby & Co. London.
218. Davies, L. M. and Pinfold, E. S. (1937): The eocene beds of the Punjab salt range. Mem. Geol. Sur. India. Paleontologia Indica 24, Mem. No. 1.
219. Davis, E. F. (1918): The Radiolarian cherts of the Franciscan group. Bull. Dept. Geol. Univ. California, 11.
220. Davis, W. M. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig und Berlin.
221. — (1928): The coral reef problem, American geogr. Soc. Broadway, New York. Special publication no. 9.
222. Dechaseaux, C. (1943): Contribution à l'étude de la biologie des Rudistes. C. R. Somm. Soc. géol. France, 7. (5) 13.
223. — (1948): Le problème de l'extinction des groupes étudié chez les Rudistes. Rev. Scientifique, 26.
224. Deecke, W. (1891): Der Monte Vulture in der Basilicata. N. Jb. Min. 7.
225. — (1912): Die alpine Geosynklinale. N. Jahrb. Min. Geol. u. Pal. 33.
226. Demangeot, J. (1949): Rôle des déformations récentes dans la Cordillère abruzzaise. C. R. Congr. Int. Geogr. Lisbonne. 2
227. — (1950): Tettonica degli altipiani del Gran'Sasso d'Italia. Cont. Sc. geol. in suppl. La Ricerca Scientifica, 20. Roma.
228. — (1950): Osservazioni geologiche sui dintorni di Pietracamela, (Abruzzo Teramano). Cont. Sc. geol. in suppl. La Ricerca scient. 20.
229. — (1951): L'arc Abruzzais externe (étude tectonique). ibid. 21.
230. — (1952): Les aplanissements villafranchiens de l'Apennin Central. Contr. di Scienze Geol. II. Suppl. La Ricerca Scientifica. Roma.
231. Demarchi, J. (1889): Frane di Taranta Peligna Ann. Serv. Min.
232. — (1900): Asfalti, bitumi e petroli nelle provincie di Chieti e di Roma.
233. Depéret, Ch. et Roman, F. (1902—12): Monographie des Pectinidés néogènes de L'Europe et des régions voisines. Mém. Soc. géol. France, 26.
234. Dewey, H. and Flett, J. S. (1911): On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. 8.
235. Dietrich, W. O. und Kautsky, F. (1920): Die Altersbeziehungen der schwäb. und schweiz. oberen Meeresmolasse. Centralbl. Min. etc
236. Dollfus, G. F. et Dautzenberg, Ph. (1902—20): Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire. Mém. Soc. géol. France. Paléont. 27.
237. Doncieux, L. (1903): Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Ann. Univ. Lyon N.S. I.
238. — (1905—11): Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. Ann. Univ. Lyon. I.
239. Dorn, P. (1949): Das Problem der fossilen Tiefseeablagerungen. Nat. Rsch. Stuttgart.

240. Douvillé, H. (1890—97): Etudes sur les Rudistes. *Mém. Soc. géol. France, Paléont., mém. no. 6.*
241. — (1905): Le terrain Nummulitique du Bassin de l'Adour. *Bull. Soc. géol. France. (4) 5.*
242. — (1906): Evolution des Nummulites. *ibid. (4) 6.*
243. — (1906): Limite du Crétacé et de l'Eocène dans l'Aquitaine. *ibid. (4) 6.*
244. — (1908): Sur quelques gisements à Nummulites de l'Est de l'Europe. *ibid. (4) 8.*
245. — (1908): Rectifications à la nomenclature de quelques Nummulites. *ibid.*
246. — (1910): Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Egypte, du Liban et de la Perse. *Mém. Soc. géol. France, Paléont., mém. no. 41.*
247. — (1919): L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. *Mém. Carte géol. France.*
248. — (1919): Les nummulites, évolution et classification. *C. R. Acad. Sc. 168.*
249. — (1919): Sur la distribution des nummulites en Aquitaine. *C. R. somm. Bull. Soc. géol. France (4) 19.*
250. — (1920): Révision des Orbitoides, Ie partie: Orbitoides crétacés et genre *Omphalocyclus*. *Bull. Soc. géol. France, (4) 20.*
251. — (1922): Révision des Orbitoides. IIe partie: Les *Orthophragmina* du Danien et de l'Eocène. *ibid. (4) 22.*
252. — (1924): Les premières Nummulites dans l'Eocène du Béarn. *C. R. Acad. Sc. 178.*
253. — (1925): Révision des Lépidocyclines. *Mém. Soc. géol. France, n. s., mém. no. 2.*
254. — (1935): Les Rudistes et leur évolution. *Bull. Soc. géol. France (5) 5.*
255. Douvillé, H. und O'Gorman (1929): L'Eocène du Béarn. *ibid. (4) 29.*
256. Douvillé, R. (1906): Sur les «Argiles écailleuses» des environs de Palerme, sur le tertiaire de la côte d'Otrante et sur celui de Malte. *Bull. Soc. géol. France (4) 6.*
257. — (1907): Sur les Lépidocyclines nouvelles. *ibid. (4) 7.*
258. — (1908): Observations sur les faunes à foraminifères du sommet du Nummulitique italien. *ibid. (4) 8.*
259. Dubertret, L. (1937): Sur la construction et la genèse des roches vertes syriennes. *C. R. Acad. Sc. 204.*
260. — (1939): Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *ibid. 59.*
261. Ducci, A. (1951): Condizioni geologiche e minerarie del territorio asfaltifero di Collepardo-Trisulti (Frosinone). *Boll. Soc. Geol. Ital. 72.*
262. Dufour, J. (1951): Facies shift and isochronous correlation. *Proc. III. World Petr. Congr. I. Leiden.*
263. Durini, G. N. (1825): Relazione sullo zolfo e sul bitume di Abruzzo citeriore. *Atti R. A. Sc. II. Napoli.*
264. Ellis, B. R. and Messina, A. R. (1940): Catalogue of Foraminifera (and supplements to 1951). *Amer. Mus. Nat. Hist. New York.*
265. *Enciclopedia Italiana (1929—1933):* Abruzzo (Bd. I, S. 126—148). Appennino (Bd. III, S. 737—751). Italia (Bd. XVII, über Klima, S. 723—725).
266. Engelberts, F. G. (1939): Geologische waarnemingen in de Romagnoolsche Apennijnen. *Geol. en Mijnb., n. s., 1.*
267. Enriques, P. (1919): Ricerche sui radiolari coloniali. *R. Com. Talassografico Ital. Mem. LXXI. Venezia.*
268. — (1921): Ricerche sui radiolari coloniali. *ibid.*
269. Epprecht, W. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. *Diss. Zürich. Beiträge z. Geol. d. Schweiz, geot. Serie 24.*
270. Erasmo, G. d' (1928): Il petrolio nell'Italia meridionale. *Riv. Fis. Mat. Sc. Nat. II.*
271. — (1931): L'*Elephas meridionalis* nell'Abruzzo e nella Lucania. *R. Acc. Sc. fis e mat. Napoli (2) 18.*
272. — (1934): Il mare pliocenico nella Puglia. *Mem. Geol. e Geogr. di Giotto Dainelli, 4*
273. Fabian, H. J. (1938): Vom stratigraphischen Wert petrographischer Vergleiche bei Kieselgesteinen. *Zentralbibl. Min. etc.*
274. Fabiani, R. (1905): Studio geo-paleontologico dei Colli Berici. *Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 64.*
275. — (1914): La serie stratigrafica del Monte Bolca e dei suoi dintorni. *Mem. Ist. Geol. Padova II.*
276. — (1915): Il Paleogene del Veneto. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 3.*
277. — (1919): Guida geol. delle Colline di Verona. *Estr. Acc. argic. scienz. lett. Verona.*

278. — (1919—22): Il Terziario del Trentino. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 6.
279. — (1922): Continuità della serie fra l'Oligocene ed il Miocene nel Trentino meridionale. Atti Acc. sc. Ven. Trent. Istria.
280. — (1952): Trattato di geologia. Roma.
281. — (1953): Sulle interpretazioni geologiche delle anomalie negative della gravità regionale in Sicilia. La Ricerca Scientifica. 23. Roma.
282. Fabiani, R., und Segre, A. (1952): Schema strutturale della Regione Italiana. Contr. di Scienze Geol. II, Suppl. La Ricerca Scientifica. Roma.
283. Fabiani, R. und Stefanini, G. (1916): Sopra la natura e la distribuzione delle rocce terziarie della Venezia. Uff. Idrogr. Venezia.
284. Facca, G. C., Roberti G. und Sommariva, E. (1951): Italian crude oil analysis. Prov. III. World Petr. Congr. I Leiden.
285. Falini, F. (1952): Considerazioni geominerarie sul problema delle ricerche di idrocarburi liquidi e gassosi nell'Italia meridionale con particolare riguardo ad alcune zone della Campania. Atti VII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.
286. Fasciani, G. (1880): Cenni di alcune rocce fossilifere nei terreni di Sulmona. Roma.
287. Felix, J. (1925): Fossilium Catalogus. Anthozoa eocaenica et oligocaenica. Berlin.
288. Ferrero, O. L. (1872): L'antico ghiacciaio della Maiella. Caserta.
289. Fichter, H. J. (1931): Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. Ecl. geol. Helv., 24.
290. Forrer, M. (1946): Ueber den Flysch der östlichen Wildhausermulde. Ecl. geol. Helv. 39.
291. — (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhausermulde. Diss. Basel. Jb. St. Gall. Natw. Ges. 73.
292. Fossa-Mancini, E. (1918): Catalogo dei fossili dell'Appennino Centrale conservati nel Museo di Geologia dell'Università di Pisa. Palaeont. Ital. 25.
293. Fox, C. (1923): The Bauxite and Aluminous Laterite Occurrences of India. Mem. Geol. Surv. India, 49.
294. — (1932): Bauxite and Aluminous Laterite. 2 ed. Techn. Press, London.
295. Franchella, D. (1907): Una gita alla Grotta del Cavallone detta della Figlia di Jorio in Abruzzo. Tour. Club Ital. 13.
296. Franchi, S. (1919): Sul grande sviluppo dei ghiacciai pliocenici della Maiella. Rend. Acc. Lincei, Sc. fis. Roma.
297. — (1921): Alcuni chiarimenti di cronologia bibliografica sul glaciale dell'Abruzzo. Boll. Soc. Geol. Ital. 40.
298. — (1922): Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamenti della Valle del Liri. Boll. Com. Geol. Ital. 48.
299. — (1924): Sulle falde di ricoprimento del Preappennino Campano-Laziale. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, 33.
300. — (1924): Nuove osservazioni sul grande carreggiamento Ausonio-Lepino. *ibid.* 33.
301. — (1926): Presentazione di documenti fotografici di carreggiamenti delle Alpi e della Valle Latina. Boll. Soc. Geol. Ital. 45.
302. — (1926): Sopra una probabile «finestra tettonica» attraverso il carreggiamento Ausonio-Lepino presso Vallecorsa. *ibid.* 45.
303. Frizzell, L. (1949): Rotaliid foraminifera of the Chapmaninae: their natural distinction and parallelism to the Dictyoconus lineage. J. of. Pal. 23.
304. Furrer, E. (1928): Die Höhenstufen des Zentralapennins. Festschrift H. Schinz. Viertelj. Natf. Ges. 73. Zürich.
305. — (1931): Die Abruzzen. Herder & Co. Freiburg i. Br.
306. Furrer, H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe. Mitt. Natf. Ges. Bern.
307. Galdi, B. (1918): Ricerche scientifiche e pratiche sui petroli dell'Italia. Merid. continentale. Napoli.
308. Galliher, E. W. (1935): Geology of glauconite. Bull. A.A.P.G. 19.
309. — (1939): Biotite-glauconite transformation and associated minerals, in Trask, P.D.: Recent marine sediments.
310. Gallitelli, P. (1949): The relationship between the Diabase and clays of the Apennine clay-schist formation. Experimental work. Clay Minerals Bull. No. 3.
311. — (1952): Sui rapporti fra diabasi ed argille della formazione argilloscistosa appenninica. Int. Geol. Congr. Rep. 18th session. part. XIII. London.

312. Gandolfi, R. (1942): Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla scaglia e sul Flysch cretacico dei dintorni di Balerna (Ticino). Diss. Basel, Riv. Ital. Pal. 48.
313. Gasperi, G. B. de (1912): Una visita alla grotta della figlia di Jorio, Patria del Friuli.
314. — (1913): Le grotte del Cavallone e del Bove nel gruppo della Maiella. Riv. Abruzzese, 28. Teramo.
315. — (1913): Appunti sulle abitazioni temporanee della Maiella, Lares, Firenze.
316. — (1922): Osservazioni geologiche e geofisiche nel gruppo della Maiella (a cura di G. Stefanini). In scritti varii di geogr. e geol. Firenze. Mem. Geogr. Giotto Dainelli.
317. Geiger, Th. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Diss. ETH. Zürich. Beitr. Geol. d. Schweiz, geot. Ser. 27.
318. Gentile, G. (1901): Su alcune Nummuliti dell'Italia meridionale. Mem. R. Acc. Sc. 11, Napoli.
319. Giattini, G. B. (1907): Osservazioni geologiche sopra i terreni terziari di S. Valentino (Chieti), e sopra i loro giacimenti di bitume. Giorn. di Geol. prat. 5, Perugia.
320. Gignoux, M. (1913): Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. Ann. Univ. Lyon I, 36.
321. — (1943): Géologie stratigraphique. Masson. Paris.
322. Giuliani, O. (1939): Depositi bituminosi del Campo Imperatore. Chim. ind. agr. biol. 15.
323. Glaessner, M. F. (1947): Principles of micropaleontology. New York.
324. Glangeaud, L. (1943): Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde du Jura. C.R.Ac. Sc. 216.
325. — (1944): Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. Bull. Soc. hist. nat. 51, Doubs.
326. — (1950): Session extraordinaire de la Soc. Géol. de Belgique, tenue à Besançon (Jura, France), du 25 au 28 septembre 1947. Soc. Géol. Belg. 73. Liège.
327. Gortani, M. (1928): Relazione sui terrazzi fluviali e marini d'Italia. Intern. Geographical Union. Oxford.
328. — (1929—30): Sul limite plistocenico delle nevi nell'Italia centrale. Rend. R. Acc. Sc. Bologna.
329. — (1930): Sui ghiacciai quaternari dell'Italia centrale. Atti XI Congr. Geogr. Ital. Napoli.
330. — (1930—31): Sulla glaciazione quaternaria nell'Appennino Abruzzese. Rend. Acc. Sc. Bologna.
331. — (1931): Bibliografia dei terrazzi marini e fluviali in Italia. Com. naz. ital. per la geografia.
332. — (1931): Ricerche sulla glaciazione würmiana nell'Appennino. C. R. Congr. Intern. Geogr. Paris, Bd. 2.
333. — (1934): Appunti per il riordinamento del quaternario italiano. C. R. Congr. Intern. Geogr. Varsovie. Bd. 2.
334. — (1934): Gli studi sui terrazzi fluviali e marini in Italia dal 1928 al 1934. C. R. Congr. Intern. Geogr. Varsovie. Bd. 1936.
335. Gray, K. W. (1949): A tectonic window in south-western Iran. Quart. J. Geol. Soc. London, 105.
336. Grimsdale, T. F. (1951): Correlation, age determination and the tertiary pelagic foraminifera. Proc. III. World Petr. Congr. I. Leiden.
337. Grossi, M. (1933): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio di Frosinone. Min. delle Corporazioni. R. Uff. Geol. Roma.
338. Grossouvre, A. de (1893—1901): Recherches sur la craie supérieure. Mém. Carte géol. France.
339. Grunau, H. (1947): Geologie von Arosa, mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-problems, Diss. Bern.
340. Grzybowski, I. (1921): Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 40.
341. Gubler, Y. et Pomeyrol, R. (1946): Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au sud de Pau (Basses Pyrénées). Bull. Soc. géol. France (5) 16.
342. Gussone, G. e Tenore, M. (1838): Osservazioni fatte in un viaggio per la Terra del Lavoro e per l'Abruzzo. Napoli.
343. Hadding, A. (1932—41): The prequaternary sedimentary rocks of Sweden. IV. Glauconite and glauconitic sediments. V. Limestones. Lunds Univ. Arsskrift 29, 37.

344. Haeckel, E. (1862—88): Die Radiolarien. Eine Monographie. 1.—4. Band. Berlin.
345. — (1881): Prodomus systematis Radiolarium. Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. Jena. Z. Natw. 15.
346. — (1897): Radiolaria. Report of the Scientific Results of the Exploring Voyage of H.M.S. «Challenger». Zool. 18.
347. Haecker, V. (1908): Tiefseeradiolarien. Wiss. Erg. Dt. Tiefsee-Exped. «Valdivia», 14. Jena.
348. Hanzawa, S. (1938): Studies on the foraminiferal fauna found in the Bore Cores from the Deep Well in Kita-Daito-Zima (North Borodino Island). Proc. Imp. Acad. Tokyo, 14.
349. — (1940): Micropalaeontological studies of drill cores from a deep well in Kita-Daito-Zima (North Borodino Island). Inst. Geol. Pal. Tôhoku Imp. Univ. Sendai.
350. Harder, E. C. (1933): Origin of Bauxit Deposits. Ec. Geol. 28.
351. Hassert, K. (1900): Tracce glaciali negli Abruzzi Boll. Soc. Geogr. Ital.
352. — (1897): Die Abruzzen. Hettners Geogr. Zeitschrift.
353. Harpe, Ph., de la (1879): Etude sur les Nummulites du comté de Nice suivie d'une échelle des Nummulites. Bull. Soc. Vaudoise. Sc. nat. 16.
354. — (1879): Nummulites des Alpes françaises. ibid.
355. — (1881): Description des Nummulites appartenants à la zone inférieure des falaises de Biarritz. Bull. Soc. de Borda, 6. Dax.
356. — (1881): Description des Nummulites des falaises de Biarritz. Addition et Conclusions Bull. Soc. de Borda, 6. Dax.
357. — (1883): Monographie der in Aegypten und der Lybischen Wüste vorkommenden Nummuliten. Palaeontographica, 30.
358. — (1881—83): Etudes des Nummulites de la Suisse et revision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina. 3 Teile. Mém. Soc. Pal. suisse, VII, VIII, X.
359. Harpe, Ph. und Rozlozsnik, P. (1926): Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. Ann. Inst. géol. Hongr. 27, Budapest.
360. Harrassowitz, H. (1941): Tropischer Bauxit. Met. u. Erz. Bd. 38.
361. Hatch, F.H., Rastall, R.H. and Black, M. (1938): The Petrology of the Sedimentary Rocks. London. (Neue Aufl. 1950).
362. Heide, S. van der (1941): De Geologie van het gebied tusschen Scrivia en Staffora, ten N. van de lijn: Isola del Cantone, Monte Giarolo — S. Margherita di Bobbio. Leid. Geol. Med. 12.
363. Heim, Alb. (1932): Bergsturz und Menschenleben. Viertelj. Naturf. Ges. 77, Beiblatt 20, Zürich.
364. Heim, Arn. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Versuch einer Revision der alpinen Eocän-Stratigraphie. Abh. Schw. Pal. Ges. 35.
365. — (1909): Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. N. Jb. Min. etc. 1908/2.
366. — (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, (N. F.) 20.
367. — (1924): Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rsch. 15, H. 1.
368. Heinritzi, A. (1939): Segnalazioni di rocce asfaltiche particolarmente ricche in provincia di Chieti. L'Industria Min.
369. Hellmers, J. H. (1949): Der Vorgang der Verkieselung. Abh. Geol. Landesanst. Berlin. NF 215.
370. Henson, F. R. S. (1950): Cretaceous and tertiary reef formations and associated sediments in middle East. Bull. A.A.P.G. 34, No. 2.
371. — (1950): Middle Eastern tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family. Diss. Leiden.
372. — (1951): Observations on the geology and petroleum occurrences in the middle East. Proc. III World Petr. Congr. Section I. Leiden.
373. Hesse, R., Allee, W. C., Schmidt, K. P. (1951): Ecological animal geography, 2nd edition. New York — London.
374. Hewett, D. F. (1932): Manganese in sediments, in Twenhofel, Treatise on sedimentation.
375. Hinde, G. J. (1902): Description of Fossil Radiolaria from the rocks of Central Borneo, obtained by Prof. Dr. G. A. F. Molengraaff in the Dutch exploring expedition of 1893—94. Molengraaff's Borneo-Expedition Appendix 1.

376. — (1908): Radiolaria from Triassic and other rocks of the Dutch East Indian Archipelago. *Jaarb. Mijnb. Ned. Oost-Ind.* 37.
377. Hierner, M. (1927): Handbuch der Paläobotanik. Band I: Thallophyta-Bryophyta-Pteridophyta. München und Berlin.
378. Hobbs, W. H. (1911): Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 22.
379. Hoffmann, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süßwassermolasse) und zur Bodenseegeologie. *Diss. Univ., Zürich. Jahrb. St. Gallisch. Natw. Ges.* 74
380. Hustedt, F. (1922): Vorläufige Ergebnisse vergleichender Untersuchungen der Diatomeen holsteinischer Seen: Verhandlungen der Intern. Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie. Kiel.
381. Iezzi, G. (1919): La Maiella e l'Abruzzo Citeriore, Guardiagrele.
382. Inaichen, G. (1951): Pétrole, gas naturels et asphaltes du géosynclinal adriatique. *Proc. III. World Petr. Congr. Section I. Leiden.*
383. — (1952): Analogie fra le condizioni naftogeniche dell'Italia continentale e quelle dell'Albania e della Grecia. *Atti VII. Conv. Naz. del Metano. I. Palermo.*
384. Irving, L. (1926): The precipitation of calcium and magnesium from seawater. *J. Marine Biol. Ass. United Kingd.* 14.
385. Jaboli, D. (1951): Le gaz et le pétrole dans la plaine du Po. *Proc. III. World Petr. Congr. I. Leiden.*
386. Jacobacci, A. (1951): Condizioni geoidrologiche del rilievo M. Tocco—M. Secine a Roccaraso (Abruzzo). *Boll. Serv. Geol. Ital.* 72.
387. Jenner, A., Leopold, W. und Buck, P. D. (1932—35): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg. *Ber. Schwyz. Natf. Ges.*
388. Jekelius, E. (1943): Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *Anuar. Inst. Geol. Romaniei.* 22.
389. Jervis, G. (1876): Guida alle acque minerali dell'Italia. Torino.
390. — (1889): I tesori sotterranei d'Italia. Torino.
391. Jukes-Brown and Harrison (1891—92): The Geology of Barbados. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 47/48.
392. Kalkowsky, E. (1902): Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. *Sitzgsber. u. Abh. Ges. Isis, Dresden.*
393. Kallner, H. (1935): Studien zur Geomorphologie des Anienetales im westlichen Zentralapennin. *Diss. Breslau.*
394. Kautsky, F. (1925): Das Miozän von Hemmoor und Basbeck Osten. *Abh. d. preuss. geol. Landesanst.* 97.
395. — (1928): Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns. *Annalen des Naturhist. Museums in Wien*, 42.
396. King, P. B. (1948): Geology of the southern Guadelupe Mountains. *Prof. Pap.* 225. U. S. geol. Surv.
397. King, W. B. R. (1950): The pliocene-pleistocene Boundary. An introduction. *Intern. Geol. Congress. Rep. 18th sess. London, Proc. part. 5.*
398. Klebelsberg, R. v. (1930): Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. 1. Gran'Sasso-Maiella. *Z. f. Glkde.*
399. Kobayashi, T. and Kimura, T. (1944): A study on the Radiolarian rocks. *J. Fac. of Science, Imp. Univ. Tokyo*, VII.
400. Kober, L. (1930): Die Bauelemente des Apennins in Calabrien und Sizilien und des Atlas in Tunis und Algerien. *Anz. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. Wien.*
401. — (1931): Das alpine Europa und sein Rahmen. Berlin.
402. Kossmat, F. (1920): Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erde. *Abh. Sächs. Ak. Wiss.* 38.
403. — (1937): Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. *Sitz. Ber. Preuss. Ak. Wiss.* 24. Berlin.
404. Krejci-Graf, K. (1932): Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rsch.* 23.
405. — (1935): Die Entstehung des Erdöls. *Naturw.* 23.
406. — (1935): Fortschritte der Erdölgeologie. *Geol. Rsch.* 26.
407. — (1942): Neues zur Entstehung des Erdöls. *Erdöl und Kohle*, 38.
408. Krejci-Graf, K. und Wenz (1931): Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Nuntenia (Rumänien). *Stratigraphischer Teil. Z. dt. Geol. Ges.* 83.

409. Kuenen, Ph. H. (1938): Density currents in connection with the problem of submarine canyons. *Geol. Mag.* 75.
410. — (1947): Two problems of marine geology. Atolls and canyons. *Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam*, 43.
411. — (1948): Troebelingsstroming van hoog soortelijk gewicht. *Vers. Kon. Ned. Ak. Wetensch. Amsterdam*, 57.
412. — (1948): Turbidity currents of high density. 18th Internat. Geol. Congr. London.
413. — (1950): *Marine Geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York.
414. Kuenen, Ph. H. und Neeb, G. A. (1943): The Snellius-Expedition in the Eastern part of the Netherlands East Indies. 1929—30. Bd. V. 1. Teil: Geological Interpretations of the bathymetrical results. 2. Teil: Geology of coral reefs. 3. Teil: Bottom samples Abt. I Collecting of the samples and some generale aspects. Abt. II. The composition and distribution of samples.
415. Kuenen, Ph. H. and Migliorini C. J. (1951): Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. of. Geol.* 59.
416. Kühn, O. (1932): *Rudistae. Fossilium Catalogus I: Animalia*. W. Junk. Berlin.
417. Kühnel, J. (1939): Sedimentäre Kieselgesteine. Hornsteine und das Feuersteinproblem. *Z. dt. Geol. Ges.* 91.
418. Kutassy, A. (1934): *Pachydonta mesozoica (Rudistis exclusis)*. *Fossilium Catalogus I: Animalia*. W. Junk. Berlin.
419. Ladd, H. S. (1944): Reef and other bioherms. *Rep. Comm. on marine ecology as related to paleontology*, 4, Washington (vergl. Nr. 596).
420. — (1950): Recent reefs. *Bull. A.A.P.G.* 34.
421. Ladd, H. S., Tracey, J. I., Wells, J. W. and Emery, K.O. (1950): Organic growth and sedimentation on an atoll. *J. of. Geol.* 58.
422. Lahee, F.H. (1941): *Field Geology*. New York.
423. Lapparent, J. (1930): Les bauxites de la France méridionale. *Mem. Carte géol. France*.
424. Lapworth, C. (1892): The heights and hollows of the Earth's surface. *Proc. R. Geogr. Soc.* 14.
425. Laschi, M. (1880): Campioni di petroli di Tocco da Casauria. Chieti.
426. Lazzari, A. (1950): Sulla tettonica del massiccio del Matese. *Prov. di Benevento e Campobasso. Contr. Sc. geol. suppl. in La Ricerca sci.* 20.
427. Lees, G.M. (1928): The Geology and Tectonics of Oman and of South-Eastern Arabia. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*. 84.
428. Lemoine, P. and Douvillé, R. (1904): Sur le genre *Lepidocyclus* Gümbel. *Mém. Soc. géol. France*. 12.
429. Leriche, M. (1927): Les poissons de la molasse suisse. *Mém. Soc. Pal. suisse*, 46.
430. Le Roy, L. W. (1948): The foraminifere *Orbulina universa* d'Orbigny as suggested Middle Tertiary time indicator. *J. Pal.* 22.
431. Leuchs, K. (1927): Tiefseegräben und Geosynklinalen. *N. Jb. Min. Geol. u. Pal., Beil.* Bd. 58, Abt. B.
432. Leopold, W. (1933): Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Ecl. geol. Helv.* 26.
433. — (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. *Ibid.* 30.
434. — (1938): Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der S.G.G. 1938. *ibid.* 31.
435. — (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der alpinen Flyschbildungen zwischen Reuß und Rhein. *ibid.* 35.
436. Link, T. A. (1949): Leduc oil field, Alberta, Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 60.
437. — (1950): Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil. *A.A.P.G.* 34.
438. Lipparini, (1936): Calcarea a nummuliti e alveoline del Luteziano negli argilloscisti dell'Appennino bolognese. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 55.
439. — (1944): Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale. *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* 69.
440. — (1945): Microfauna turoniana a globotruncana delle argille scagliose di Savigno (Bologna). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 64.
441. — (1951): Contribuzioni del Laboratorio di Micropaleontologia del Servizio Geologico d'Italia. *Boll. Serv. Geol. Ital.* 72.

442. — (1951): Foraminiferi dell'Oligocene nel «Flysch» di Cortona. Arezzo. *ibid.* 71.
443. — (1951): Alloctono di facies Umbro-Marchigiana adriatica sul bordo orientale dell'Autoctono Abruzzese. (Zona di Casoli, Foglio 147 Lanciano). *ibid.* 72.
444. Lochmann, Chr. (1949): Paleogeology of the Cambrian in Montana and Wyoming. Rep. Comm. Treatise on marine ecology and paleogeology, 9. Washington.
445. Lombardini, (1921): Sopra alcuni coralli eocenici della Maiella. Mem. geogr. G. Dainelli.
446. Longwell, C. R. (1949): Sedimentary facies in geologic history. Geol. Soc. Am. Mem. 39, mit Beiträgen von versch. Autoren
447. Lorenzo, G. de (1898): Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. Boll. Geol. Soc. Ital. 17.
448. — (1937): Geologia dell'Italia meridionale (Nuova edizione a cura di Geremia d'Erasmo) E.P.S.A. Napoli.
449. Lotti, B. (1886): Descrizione geologica dell'Isola di Elba. Mem. descr. Carta geol. Ital. 2.
450. — (1910): Geologia della Toscana (con carta geologica). *Ibid.* 13.
451. — (1924): Le sorgenti di petrolio di Tocco da Casauria nella valle del Pescara. Rass. Mineraria 61, Roma.
452. — (1925): Sezione geologica del campo petroleo-bituminoso del Pescara fra Tocco da Casauria e S. Valentino. La Min. Ital. 9, Roma.
453. — (1926): Geologia e tettonica della valle del Pescara. Mem. descr. Carta geol. Ital. 20.
454. — (1926): Zona litoranea fra il Pescara e l'Esino. *ibid.* 20.
455. Lupi, A. (1904): Fauna miocenica presso Tagliacozzo. Boll. Soc. Geol. Ital. 23.
456. Maccagno, A. M. (1941): La facies di alcuni calcari del miocene medio dell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 60.
457. Macchia, C. (1877): Una gita alla Maielletta nel 1875. Chieti.
458. Maddalena, L. (1938): Sopra il primo pozzo artesiano nella pianura di Sulmona. Boll. Soc. Geol. Ital. 56.
459. Marchesini, E. (1937): Osservazioni sul Terziario dei settori ad est e nord del gruppo del Monte Judica. Boll. Soc. Geol. Ital. 54.
460. — (1940): Sulle transgressioni posteoceniche nella provincia di Avellino. *Ibid.* 59.
461. — (1941): Strati ad orbitoidi maestrichtiane nel flysch del Samnio. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 49.
462. Marinelli, O. et Ricci, L. (1916): Alcune osservazioni sul ghiacciaio del Gran'Sasso. Riv. Geogr. Ital. Firenze.
463. Martonne, E. de (1925): *Traité de géographie physique*. Paris.
464. Mayer, Ch. (1858): Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebilde Europas. Verh. Schw. Natf. Ges.
465. Mazzetti, C. (1934): Rassegna statistica dei combustibili italiani. Cons. Naz. Ricerche, Commissione, combustibili. fasc. VI. Abruzzi, VIII, Lazio. Roma.
466. Merla, G. (1952): Ricerche tettoniche nell'Appennino settentrionale. Int. Geol. Congr. Rep. 18th session. Great Britain., Proc. part XIII. London.
467. — (1952): Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 70.
468. Migliorini, C. I. (1946): L'età del macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei microforaminiferi. Boll. Soc. Geol. Ital. 63.
469. — (1947): Le fasi orogeniche nell'Appennino settentrionale. *ibid.* 64.
470. — (1947): Osservazioni sulla tettonica dei Monti di Sala Consilina nell'Appennino meridionale. *ibid.* 65.
471. — (1949): I Cunei composti nell'orogenesi. *ibid.* 67.
472. — (1949): Sedimentazione della brecciole calcaree e del macigno. Soc. toscana sc. nat. Atti Mem. ser. 56.
473. — (1950): The Pliocene-Pleistocene Boundary in Italy. Int. Geol. Congr., Rep. 18th sess., Proc. part IX. London.
474. — (1952): Composite wedges and orogenic landslips in the Apennines. Int. Geol. Congr. Rep. 18th session, Proc. part XIII. London.
475. — (1952): Sunto geologico del sistema appenninico e gli idrocarburi. Atti VIII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.
476. — (1952): Lo stato odierno della conoscenza del sottosuolo della Fossa Bradanica. *ibid.*
477. — (1952): Prospettive petrolifere e gassifere e ricerche nel Crotonese. *ibid.*
478. Milner, H. (1940): Sedimentary petrography. T. Murby. London.

479. Minder, L. (1943): Der Zürichsee im Lichte der Seetypenlehre. Neujahrsbl. Natf. Ges. in Zürich.
480. Moderni, P. (1891): Osservazioni geologiche nel gruppo della Maiella. Boll. R. Com. Geol. Ital. 22.
481. — (1910—11): La valle del Pescara dal Tirino all'Orte. Rass. Min. 33.
482. Molengraaff, A. G. F. (1900): Borneo-Expeditie. Geologische verkenningstochten in Central-Borneo. (1893—94). Leiden.
483. — (1910): On oceanic deep-sea deposits of Central-Borneo. Proc. Section of. Sc., Kon. Akad. Wetensch. 12, Amsterdam
484. Montanaro-Gallitelli, E. (1943): Osservazioni nuove sul sedimento delle cosiddette argille scagliose. Rend. R. Acc. Ital. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 4.
485. — (1943): Per la geologia delle argille ofiolitifere appenniniche. Nota I. L'argille scagliosa di Varana (Modena). Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. 52.
486. — (1943): Per la geologia delle argille ofiolitifere appenniniche. Nota II. Foraminiferi dell'argilla ofiolitifera di Varana (Modena). *ibid.* 52.
487. — (1947): Argillificazione delle diabase e genesi di alcune argille scagliose appenniniche. Rend. Acc. Nat. Lincei (8) 2. Roma.
488. — (1947): Per la geologia delle argille ofiolitifere appenniniche. Nota III. Foraminiferi dell'argilla scagliosa di Castelvechio (Modena). Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. 54.
489. — (1950): Tentativo di interpretazione genetica di certe argille appenniniche alle luce dei reperti oceanografici. Int. Geol Congr., Rep. 18th sess., Proc. part. VIII. London.
490. Monti, C. (1874): Sopra la nuova strada ferrata da Sulmona a Roma. Giorn. LL. PP. e Strade Ferrate, n. 39—40 Firenze.
491. Moore, E. S. und Maynard, J. E. (1929): Solution, transportation, and precipitation of iron and silica. Economic Geol. 24.
492. Moore, R. C. (1949): Meaning of facies. Geol. Soc. Amer. Mem. 39.
493. Moretti, A. (1951): Notizie geologiche e morfologiche sul gruppo del Gran'Sasso d'Italia. Boll. Soc. Geol. Ital. 71.
494. Morishima, M. (1948): Foraminiferal Thanatocoenoses of Ago Bay, Kii Peninsula, Japan. Rep. Comm. Treatise on marine Ecology and Paleocology, 8. Washington.
495. Mornod, L. (1949) Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). Ecl. geol. Helv. 42.
496. Motta, E. (1887): Terremoti di Napoli nel 1456 e 1466. Arch. Stor. per la Prov. di Napoli, XII.
497. Muller, S. W. (1949): Classification of marine environments. Rep. Comm. on a treatise on marine ecology and paleoecology, 9. Washington.
498. Murray, J. (1890): The Maltese Islands. The Scottish Geogr. Mag.
499. Murray, J. and Renard, A. F. (1891): Report on Deep-See Deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger, 1872—76. London.
500. Murray, J. and Irvine, R. (1892): On silica and the remains of siliceous organisms in modern seas. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 18.
501. Myers, E. H. (1941): Ecological studies of the Foraminifera. Rep. Subcom., on the ecology of marine organisms. 1. Nat. Research Council, Washington.
502. — (1942): Ecologic relationships of some recent and fossil foraminifera. Rep. Comm. on marine ecology as related to paleontology, 2. Washington.
503. — (1943): Ecologic relationships of larger Foraminifera. *ibid.* 3. Washington.
504. — (1944): Biology of the Foraminifera in relation to stratigraphy and petroleum geology. *ibid.* 4.
505. — (1948): Bibliography on the ecology of the Foraminifera. *ibid.* 7.
506. Nabholz, W. K. (1951): Beziehung zwischen Fazies und Zeit. Ecl. geol. Helv. 44. Univ. Zürich.
507. Nänny, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Diss. Zürich.
508. Napoli-Aliata, E. di (1951): Considerazioni sulle microfaune del miocene superiore italiano. Ist. Geol. Pal. Geogr. Fis. Univ. Milano.
509. — (1952): Foraminiferi pelagici e facies in Italia. VII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.
510. Natland, M. L. (1933): The temperature and depth distribution of some recent and fossil foraminifera in the Southern California region. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 3.

511. Nelli, B. (1900): Fossili miocenici dell'Appennino Aquilano Boll. Soc. Geol. Ital. 21.
512. — (1901): Il Langhiano di Rocca di Mezzo. *ibid.* 20.
513. — (1922): Alcuni fossili miocenici della Maiella. Mem. Geogr. G. Dainelli.
514. Niccoli, E. (1883): Relazione sul servizio minerario per l'anno 1886. Annali di Agric. 1883.
515. — (1888): Relazione sul servizio minerario per l'anno 1886. Annali di Agric. 1888.
516. Niggli, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten I. Basel.
517. — (1949): Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich.
518. — (1950): Eisen-Manganerzlagertstätten der Schweizeralpen. Geol. en Mijnbouw, 12.
519. — (1952): Die exogenen Gesteine und Minerallagerstätten. Gesteine und Minerallagerstätten II. Basel.
520. Nino, A. de (1896): Le grotte del Cavallone e del Bove. Riv. di Pedagogia.
521. Nopcsa, Baron F. (1932): Zur Geschichte der Adria. Z. dt. geol. Ges. 84.
522. Nordio, E. (1949): Un mondo fiabesco nelle viscere della Maiella.
523. Norton, R. D. (1930): Ecologic relations of some foraminifera. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif. Techn. series 2/9.
524. Novarese, V. (1904): I giacimenti di Asfalto di S. Valentino. Rass. Min. 20.
525. — (1924): I terreni petroliferi della Valle Latina. Boll. Soc. Geol. Ital. 43.
526. — (1941): L'origine profonda dei petroli dell'Appennino centrale. Boll. R. Uff. Geol. It. 66.
527. — (1945): Il miocene della Valle Latina. *ibid.* 68.
528. Oddone, G. (1915): Di alcuni prodotti minerali di Abruzzo. La Min. Ital.
529. Onay, S. (1950): Ueber die Smirgelgesteine Südwest-Anatoliens. Diss. Zürich. Schw. Min. Petr. Mitt. 29.
530. Orsi, G. (1866): I bitumi ed il petrolio di Tocco nell'Abruzzo. Ancona.
531. Ortolani, M. (1942): Il Massiccio del Gran'Sasso d'Italia. Boll. Soc. Geogr. Ital.
532. Pantanelli, D. (1880): I diaspri della Toscana e i loro fossili. Mem. R. Acc. Lincei, ser. 3, Cl. fis. 8.
533. — (1882): Fauna miocenica a Radiolarie dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 2.
534. — (1883): Fossili dei diaspri. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. nat. 3.
535. — (1883): Diaspri elbani. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. nat. 4.
536. — (1885): Radiolarie negli scisti silicei di Monte Catini in Val di Cecina. *ibid.* 4.
537. — (1887): Radiolarie dei diaspri. *ibid.* 6.
538. Parona, C. F. (1896): Fauna del cretaceo di Colle Pagliare presso Aquila. Boll. Soc. Geol. Ital. 16.
539. — (1899): Osservazioni sulla fauna e sull'età del calcare di scogliera presso Colle Pagliare nell'Abruzzo Aquilano. Atti R. Acc. Sc. Torino, 34.
540. — (1900): Sopra alcune rudiste senoniane dell'Appennino meridionale. *ibid.* 35.
541. — (1908): Nuovi dati paleontologici sui terreni d'Abruzzo. Boll. Com. Geol. Ital. 34.
542. — (1908): Sopra alcune rudiste del cretaceo superiore del Consiglio nelle prealpi venete. Atti Acc. Sc. Torino.
543. — (1909): La fauna coralligena del cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo Aquilano. Mem. Descr. carta geol. Ital. 6.
544. — (1918): Prospetto delle varie facies e loro successione nei calcari a rudiste dell'Appennino. Boll. Soc. Geol. Ital. 37.
545. Partsch, J. (1889): Die Hauptkette des Zentralappennins. Z. Ges. f. Erdkde. Berlin.
546. Pasquale, M. (1903): Revisione dei Selaciani fossili dell'Italia meridionale. Mem. R. Acc. Sc. Napoli.
547. Patrizi, S., Cerruti, M. (1949): Osservazioni biologiche relative alla grotta del Cavallone. Notiziario del Circolo speleologico Romano, 3.
548. Pellati, N. (1892): Notizie sulla produzione del petrolio in Italia. Riv. Serv. Min. 1890. Roma.
549. Pera, E. (1951): Italian natural gas analysis. Proc. III. World Petr. Congr. I. Leiden.
550. Perconig, E. (1952): Faune di trasizione da ambienti marini nel Neogene della pianura padana. Atti VII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.
551. — (1952): La stratigrafia del sondaggio profondo N. 29 di Cortemaggiore. *Ibid.*
552. Petters, V. u. Gandolfi, R. (1948): Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante nord dell'Appennino settentrionale. Riv. Ital. Pal. e Strat. 54.

553. Pettijohn, F. J. (1949): Sedimentary rocks. Harper, New York.
554. Pia, J. (1926): Pflanzen als Gesteinsbildner. Gebr. Bornträger, Berlin.
555. — (1933): Die rezenten Kalksteine. Min. Pet. Mitt. Ergänzungsband.
556. Piaz, G. B. dal (1943): L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici. Rapporti e differenze fra la formazione penninica dei calcescisti alpini e la formazione argillo-olfiolitica dell'Appennino settentrionale. Ondulazioni assiali nell'Appennino settentrionale. Atti R. Acc. Sc. Torino.
557. — (1947): Carta tettonica d'Italia e delle regioni circostanti. Tecnica ital. 2. Trieste.
558. Picard, L. (1943): Structure and evolution of Palestine. Bull. Geol. Dept. Hebrew. Univ. Jerusalem 4.
559. Pilla, D. (1845): Dei terreni d'Italia. Pisa.
560. Ponte, G. (1915): La formazione vulcanica sottomarina di Capo Passero, Acc. Gioenia. Mem. (5) 14.
561. Popofsky, A. (1913): Die Nasselarien des Warmwassergebietes der deutschen Südpolexpedition (1901—03): Deutsche Südpolar Exped.
562. Porro, C. (1926): Abruzzi, Marche, Campania, Basilicata. Mem. Descr. Carta Geol. It. 20.
563. Portner, C. (1951): La formation du sédiment calcaire du lac de Neuchâtel. Thèse. Neuchâtel.
564. Prever, P. (1905): Ricerche sulla fauna di alcuni calcari nummulitici dell'Italia centrale e meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 24.
565. — (1905): Le nummuliti e le ortofragmine di due località dell'Appennino Pavese. Rend. R. Ist. Lomb.
566. — (1906): I terreni nummulitici di Gassino e di Biarritz. Atti R. Acc. Sc. di Torino, 41.
567. — (1912): La Fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni terziari dell'alta valle dell'Aniene. Mem. Descr. Carta geol. d'Ital. 5.
568. — (1913): Gita a S. Valentino e Caramanico. Boll. Soc. Geol. Ital. 32.
569. Principi, P. (1930): Osservazioni geologiche e morfologiche sulla valle del Pescara (Abruzzo). L'Universo. Firenze.
570. — (1932): Il Miocene nell'Umbria meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 51.
571. — (1932): Nuove osservazioni intorno alla presenza dell'oligocene nell'Italia centrale. Mem. Soc. geol. ital. 1.
572. — (1933): I terreni terziari nel bacino di Rieti. Boll. Soc. Geol. Ital. 52.
573. — (1935): I terreni terziari della Conca Aquilana. ibid. 54.
574. — (1936): Alcune osservazioni sui terreni terziari del bacino di Sulmona. ibid. 55.
575. — (1938): Alcune osservazioni sulla geologia della media valle del Sangro abruzzese. ibid. 56.
576. — (1939): Sull'estensione del Miocene inferiore e medio nell'Appennino. Boll. Uff. Geol. Ital. 64.
577. — (1940): Sull'estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 59.
578. Pugh, W. E. (1950): Bibliography of organic reefs, bioherms and biostromes. Seismograph service corporation Tulsa, Oklahoma.
579. Pullè, G. (1940): La Montagna della Maiella. L'Universo. 21. Firenze.
580. — (1946): La Montagna della Maiella. Le Vie d'Italia.
581. Quitzw, H. W. (1935): Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 14.
582. Ramseyer, P. (1953): Geologie des Wistenlacherberges und der Umgebung von Murten. Ecl. Geol. Helv. 45.
583. Ray, C. J. (1945): Silica in natural waters. Am J. of. Sc. 243.
584. Re, G. del (1833): Descrizione topografica economica politica de' reali dominii al di quà del Faro nel Regno delle due Sicilie. Napoli.
585. Reichel, M. (1931): Sur la structure des Alvéolines. Ecl. geol. Helv. 24.
586. — (1936): Bemerkungen über einige von O. Renz im zentralen Apennin gesammelte Foraminiferen. ibid. 29.
587. — (1936—37): Etude sur les Alvéolines. Mém. Soc. Pal. Suisse, 57 und 58.
588. — (1949): Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). Ecl. geol. Helv. 42.
589. — (1953): Remarques sur les Globigerines de Faxé (Danemark) et sur celles des couches de passage du crétacé au Tertiaire dans la Scaglia de l'Apennin. Ecl. Geol. Helv. 45.

590. Reinhard, M. und Wenk, E. (1951): Geology of the colony of North Borneo. Geol. Surv. Borneo, 1. London.
591. Rellini, U. (1914): L'uomo primitivo sulla Maiella. Atti Soc. Nat. e Mat. (5) 1. Modena.
592. — (1914): L'età della pietra sulla Maiella. Boll. Pal. Ital. 40.
593. Renz, H.H. (1948): Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, State of Falcón, Venezuela. Mem. Geol. Soc. Am. 32.
594. Renz, O. (1936): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Ecl. Geol. Helv. 29.
595. — (1936): Ueber Aufarbeitung von Foraminiferen im Jungtertiär östlich des trasi-menischen Sees. (Umbrien). *ibid.*, 29.
596. a) Report of the Committee on marine Ecology as related to Paleontology, Nr. 1—6 (1941—46); b) Report of the Committee on a treatise on marine Ecology and Paleocology, Nr. 7—11 (1948—51). Nat. Research Council, Washington.
597. Rocchetti, F. (1865): Saggio di studi di Storia Naturale fatti sulla collina di Chieti.
598. Roesli, F. (1950): Zur Paläogeographie der Perm-Ablagerungen von W-Texas—New Mexiko. Bull. Vereinig. Schweiz. Petrolgeol. 17.
599. Roger, J. (1939): Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. Mém. Soc. géol. France n.s., mém. no. 40.
600. Romano, G. (1888): Terremoto del 1456. Arch. storico per la Prov. di Napoli, 13.
601. Rottgardt, D. (1952): Mikropaläontologisch wichtige Bestandteile recenter brackischer Sedimente an der Küste Schleswig-Holsteins. Meyniana 1.
602. Rozloznsnik, P. (1927): Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. Mitt. Jb. kgl. ungar. geol. Anst. 26.
603. — (1929): Studien über Nummulinen. Geologica hungarica, ser. pal. 2. Budapest.
604. Rubey, W. W. (1929): Origin of the Siliceous Mowry Shale of the Black Hill Region. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 154-D.
605. Ruggieri, G. und Selli R. (1950): Il Pliocene e il Postpliocene dell'Emilia. Intern. Geol. Congr., Rep. 18th sess., Proc. part. 9. London.
606. Rühl, A. (1919—11): Studien in den Kalkmassiven des Apennins. Z. Ges. f. Erdkde. Berlin.
607. Rüst, D. (1884): Ueber das Vorkommen von Radiolarien-Resten in kryptokristallinen Quarzen aus dem Jura und in den Koprolithen aus dem Lias. Amtl. Ber. Ver. Natf. u. Aerzte i. Freiburg i. Br., 56
608. — (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Palaeontographica, 31.
609. — (1887—88): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. *ibid.* 54.
610. — (1891—92): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der paläozoischen Schichten. *ibid.* 38.
611. — (1898—99): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. *ibid.* 45.
612. Rutsch, R. (1928): Geologie des Belpberges. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1927.
613. Sacco, F. (1872—1902): I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Torino.
614. — (1887): Classification des terrains tertiaires conforme à leurs faciès. Bull. Soc. Belg. Géol. etc. 1.
615. — (1889—90): Il Bacino terziario del Piemonte (con tre carte geologiche: 1. bac. terz. scala 1:100 000; 2. bac. quatern. scala 1:500 000; 3. geologia applicata, scala 1:500 000). Milano. Tipogr. Bernardoni di C. Rebeschini.
616. — (1893): Contribution à la connaissance paléontologique des Argilles écailleuses. Bull. Soc. Belge Géol. 7.
617. — (1905): Les formations ophitiphères du crétacé. Bull. Soc. Belge Geol. 19.
618. — (1905): Sur la valeur stratigraphique des Lepidocyclina et des Miogypsina. Bull. Soc. géol. France (4) 5.
619. — (1905): Les étages et les faunes du bassin tertiaire du Piemonte. *ibid.*
620. — (1906): La questione eomiocenica dell'Appennino. Boll. Soc. Geol. Ital. 25.
621. — (1907): Il gruppo del Gran Sasso d'Italia. Mem. Acc. Sc. Torino.
622. — (1907): Le facies faunistiche del Miocene torinese. Riv. Ital. Pal. 13.
623. — (1907): Gli Abruzzi, Schema geologico. Boll. Soc. Geol. Ital. 26.

624. — (1908): Il Molise. Boll. Soc. Geol. Ital. 27.
625. — (1909): Il Gruppo della Maiella. Mem. Accad. Sc. Torino, 60.
626. — (1909): Glacialismo ed erosione nella Maiella. Atti Soc. Ital. Sc. nat. Pavia, 47.
627. — (1910): L'Appennino Meridionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 29.
628. — (1912): La Geotettonica dell'Appennino meridionale.
629. — (1924): Nuovi cenni di fossili cretacei nei argillescisti dell'Appennino settentrionale. Atti R. Acc. Sc. Torino, 59.
630. — (1925—26): L'età degli argillescisti ofitiferi dell'Appennino. ibid. 61.
631. — (1926): La questione dell'età degli argillescisti ofitiferi dell'Appennino. Atti. R. Ac. Lincei (6) 4.
632. — (1928): Diluvioglaciale in Val Sangro. Atti Acc. Sc. Torino, 63.
633. — (1929): Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argillescisti ofiolitiferi dell'Appennino. ibid. 64.
634. — (1930): Le «Facies» del Cretaceo nell'Appennino. ibid. 66.
635. — (1930): Fogli n. 147 Lanciano e n. 148 Vasto, della Carta Geol. Ital. 1:100 000 e Note Illustrative. Roma.
636. — (1931): Le formazioni abissali in Italia. Atti Acc. Sc. Torino, 66.
637. — (1934): I problemi delle formazioni ofiolitifere delle Alpi e dell'Appennino. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 59.
638. — (1935): Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino. Rend. Accad. Lincei, 22.
639. — (1935): L'Odissea geologica dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 57.
640. Salmoiraghi, F. (1882): Sui materiali naturali per costruzioni e decorazioni edilizie. L'Ingegneria all'Esposizione industriale italiana in Milano.
641. Salomon, W. (1930): Das Erdöl in Italien. Leipzig.
642. Sander, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.
643. — (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. Petr. Mitt. 48. Leipzig.
644. Sargent, H. C. (1921): The Lower Carboniferous Chert of Derbyshire. Geol. Mag. 58.
645. — (1923): Massive chert formation of North Flintshire. ibid. 59.
646. Savi e Meneghini (1851): Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, Appennini, Carpazi. Considerazioni sulla geologia stratigrafica della Toscana. Firenze.
647. Savio, G. (1905): Monte Amaro. Riv. mensile C.A.I.
648. Scarsella, F. (1931): Sulla geologia della Valle d'Ussita (Sibillini settentrionali). Boll. Soc. Geol. Ital. 50.
649. — (1934): Osservazioni sui terreni marnoso-arenacei compresi nel foglio 132 «Norcia» Boll. R. Uff. Geol. Ital. 53.
650. — (1947): Di un motivo tettonico dell'Appennino centrale umbro-marchigiano. ibid. 65.
651. — (1950): Resoconto sommario delle osservazioni geologiche compiute nel medio bacino del Tevere fra Orvieto e Narni. La Ricerca scient. Roma.
652. — (1951): Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Boll. Serv. Geol. Ital. 71.
653. Schaffer, F. (1898): Beiträge zur Parallelisierung der Miocänbildungen des piemontischen Tertiärs mit denen des Wiener Beckens. I. u. II. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien.
654. — (1910—14): Das Miozän von Eggenburg. Abh. k. k. geol. Reichsanstalt, 22 u. 23/1.
655. — (1951): Geologie von Oesterreich. 2. Aufl. Wien.
656. Schaub, H., Schweighauser, J. (1950): Nummuliten und Discocyclinen aus dem tiefsten Untereocän von Gan. Ecl. geol. Helv. 43.
657. Schaub, H. (1950): Ueber die Zugehörigkeit der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten zu Entwicklungsreihen. ibid.
658. — (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenfylsches. Abh. Schw. Pal. Ges. 68.
659. Schewiakoff, W. (1926): Die Acantharia des Golfes von Neapel. Fauna und Flora Golf v. Neapel. 37.
660. Schmidt, H. (1935): Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. Fortsch. Geol. Pal. (12) 38.
661. Schreiber, G. (1934): Ricerche biometriche sui Radiolari. Pub. Staz. Zool. Napoli, 15.
662. Schulze, F. E. (1887): Report on the Hexactinellidae. Challenger Rep. Zool. 21.
663. Schumacher, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv. 41.
664. — (1949): Die Fylsch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertaes (Zentral-schweiz). Mitt. Natf. Ges. Bern, (N.F.) 7.
665. Schwan, W. (1952): Geologisches Auftreten und Entstehung der Kieselschiefer (Lydite). Geologica. 11. Berlin.

666. Schwarz, A. (1924): Ein Verfahren zur Freilegung von Radiolarien aus Kiesel-schiefern. *Senckenbergiana* 6. Frankfurt a.M.
667. — (1929): Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäure-gesteinen nichtklastischen Ursprungs. *ibid.* 11.
668. — (1931): Ueber den Körperbau der Radiolarien. *Abh. Senckenb. Natf. Ges.* 43. (1).
669. Scrivenor, J. R. (1912): Radiolaria-bearing rocks in the East Indies. *Geol. Mag.* 9.
670. — (1929): Radiolaria-bearing rocks in the Malay Peninsula. *De Mijningenieur*, 10.
671. Segre, C. (1882): Sulla costituzione geologica dell'Appennino Abruzzese. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 2.
672. — (1902): Sulla struttura dei terreni considerata riguardo ai lavori ferroviari, eseguiti dalla Società della Strade ferrate meridionali. *ibid.* 11.
673. Segre, G. A. (1940): I giacimenti degli idrocarburi nel Lazio e Abruzzo allo stato attuale delle ricerche. *Atti VI convegno naz. Metano, Padova.*
674. — (1948): L'anticlinale della Laga e la tettonica del confine Marchigiano-Abruzzese. *La Ricerca scient.* 18.
675. — (1949): Relazione fra la linea delle facies ed il confine delle direttrici tettoniche tra l'arcata Umbro-Marchigiana ed il sistema dell'arcata Abruzzese. *ibid.* 19.
676. — (1950): Gli idrocarburi dell'Appennino Laziale e Abruzzese. *Contributi di Scienze geologiche. Suppl. La Ricerca Scient.* 20.
677. — (1950): Notizie geologiche sull'isola di Zannone, arcipelago Pontino, Prov. Latina. *ibid.* 20.
678. — (1950): Sulla struttura geologica del Golfo di Gaeta. *Contr. Sci. geol. La Ricerca Scient.* 20.
679. — (1950): Sulla struttura dell'Arco abruzzese interno. *ibid.* 20.
680. Segre, A. G., Patrizi, S. e Cerruti, M. (1949): Notizie della grotta del Cavallone nella Maiella (Abruzzo). *Boll. Soc. Geogr. Ital.*
681. Seidlitz, W. von (1931): Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. *Born-träger.* Berlin.
682. — (1932): Hebungen und Senkungen, ein Schlüsselproblem der Geologie. *Die Naturw.* 20.
683. Selli, R. (1943—44): Una microfauna eocenica inclusa nelle argille scagliose del Passo dell'Abbadessa (Ozzano, Bologna). *G. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, 17.
684. — (1952): Su un livello-guida nel Messiniano Romagnolo-Marchigiano. *Atti VII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.*
685. — (1952): La geologia marchigiana nei riguardi degli idrocarburi. *Ibid.*
686. Senn, A. (1935): Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. *Ecl. geol. Helv.* 28.
687. Sestini, A. (1930): Lo sviluppo glaciale nell'Appennino secondo recenti studi. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*
688. — (1934): Nuovi contributi alla conoscenza della glaciazione pleistocenica dell'Appennino. *ibid.*
689. Shaw, E. W. (1913): The mud lumps at the mouths of the Mississippi. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 85-B. Washington.
690. Shepard, P. (1948): *Submarine Geology.* Harper & Brother Publishers. New York.
691. Sheppard, G. (1928): Chert deposits in Equador, South America. *Geol. Mag.* 65.
692. Shrock, R. S. (1948): *Sequence in layered rocks (New York and London).*
693. Sieberg, A. (1932): Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mit-telmeergebiet. *Denkschr. Naturw. Ges.* 18, Jena.
694. — (1932): Erdbebengeographie, in: *Handbuch der Geophysik Bd. 4.* Berlin.
695. Sigal, J. (1949): Dano-Montien ou Paléocène? ou le passage du Crétace au Tertiaire en Algérie. *CR. somm. Soc. géol. France.* (5) 19, 8.
696. Signorini, R. (1941): Fauna a Lepidocycline presso S. Angelo le Fratte in Lucania. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 60.
697. — (1947): Struttura marginale dell'Appennino Lucano. *Rend. Acc. Naz. dei Lincei.* VIII. vol II., fasc. 5.
698. — (1948): Trasgressioni postmioceniche sul Bordo esterno dell'Appennino. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 66.
699. — (1950): Visione odierna della geologia toscana. *ibid.* 68.
700. — (1952): Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche e le possibilità petrolifere dell'Appennino meridionale. *Atti VII. Conv. Naz. del Metano e del Petrolio. I. Palermo.*

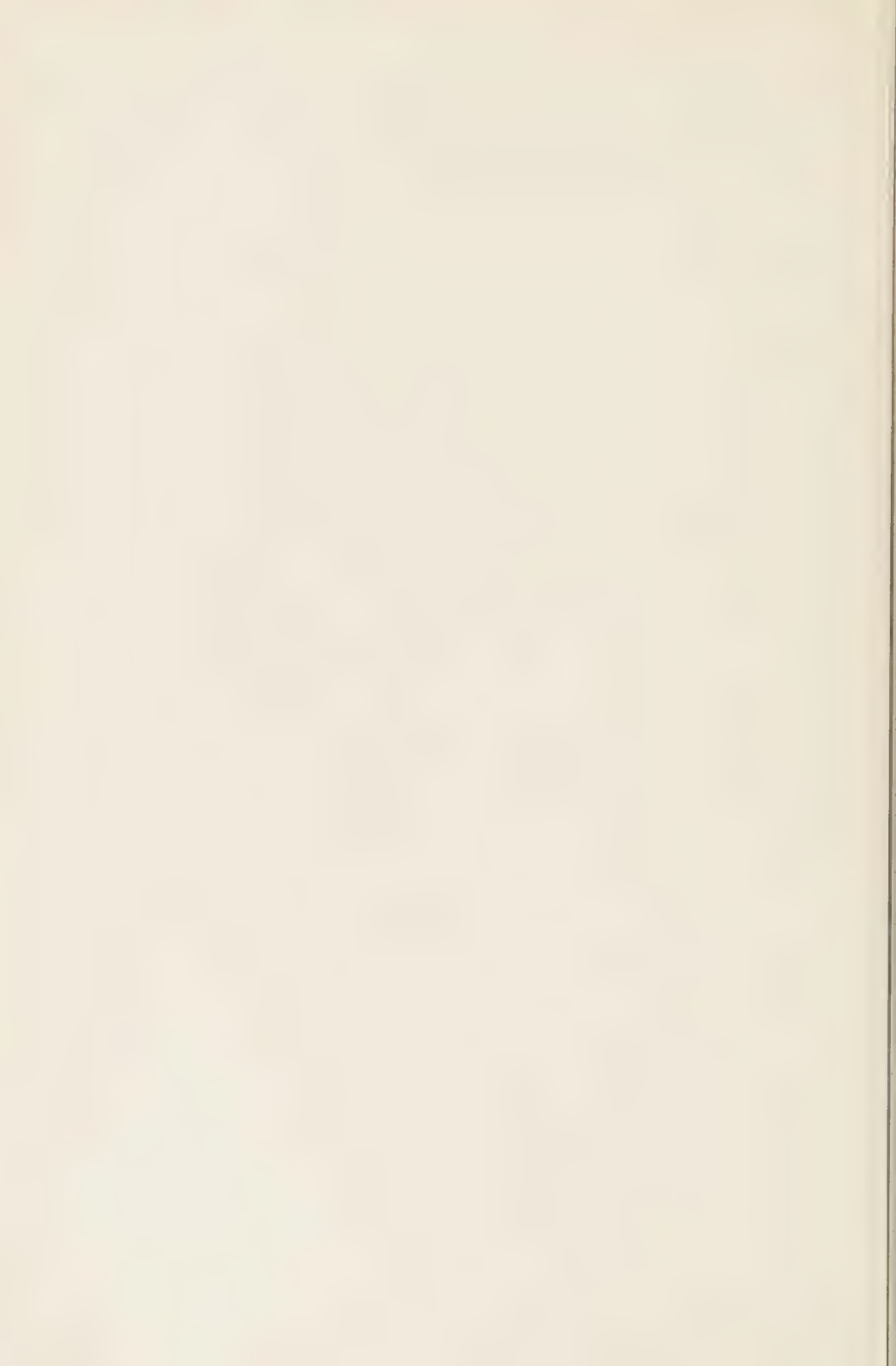
701. Silvestri, A. (1920): Fossili rari o nuovi in formazioni del Paleogene. Boll. Soc. Geol. Ital. 39.
702. — (1923): Il criterio delle Alveoline. Atti Pontif. Acc. N. Lincei 76.
703. — (1924): Fauna paleogenica di Vasciano presso Todi. Boll. Soc. Geol. Ital. 42.
704. — (1927): Fossili esotici nel Paleogene delle Brianza. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. 56.
705. — (1928): Intorno all'Alveolina melo d'Orbigny (1846). Riv. Ital. Pal. 34.
706. — (1929): Osservazioni su fossili nummulitici. ibid. 25.
707. — (1929): Fauna paleogenica di Vasciano presso Todi. Parte 2. Boll. Soc. Geol. Ital. 48.
708. — (1929): Sul modo di presentarsi di Alveoline eoceniche in loro giacimento secondario. Mem. Pontif. Acc. Sc. nuovi Lincei, 15.
709. — (1931): Sul modo di presentarsi di Alveoline eoceniche in loro giacimento secondario. ibid. 15.
710. — (1931): Sul genere Chapmanina e sulla Alveolina maiellana n. sp. Boll. Soc. Geol. Ital. 50.
711. Simeonibus, B. de: Relazione manoscritta della prima esplorazione fatta nel 1704 alla grotta della valle di Taranta, Cavallone e Bove in compagnia del b. ne D.A. Francischelli e di F. Strocchetti.
712. Skeats, E. W. (1905): On the chemical and mineralogical evidence as to the origin of dolomites of the southern Tyrol. Quart. J. Geol. Soc. 61, London.
713. — (1918): The coral reef problem and the evidence of the Funafuti borings. Amer. J. of Sci. 45.
714. — (1918): The formation of dolomite and its bearing on the coral reef problem. ibid. 45.
715. Sloss, L. L., Krumbein, W. C. and Dapples, E. (1949): Integrated facies analysis. Mem. Geol. Soc. Amer. 39.
716. Sobrero, A. (1869): Sul calcare bituminoso di Manoppello. Atti Soc. Ing. e Ind. 5. Torino.
717. Società Italiana per le Strade Ferr. Merid. (1901): Note sulla struttura dei terreni considerata riguardo ai lavori ferroviari eseguiti dalla Società. Ancona.
718. Socin, C. (1949): Osservazioni geologiche preliminari sulla collina Torinese. Boll. Soc. Geol. Ital. 67.
719. Sonder, R. A. (1938): Die Lineament-Tektonik und ihre Probleme. Ecl. geol. Helv. 31.
720. — (1939): Zur Tektonik des Atlantischen Ozeans. Geol. Rdsch. 30.
721. Sorrentino, S. (1930): Alcune osservazioni sulla struttura interna delle Alveoline. Bull. Soc. Geol. Ital. 49.
722. — (1931): Sull'età del calcare ad alveolina di Roccascalegna (Chieti). Riv. Ital. Pal. Pavia.
723. — (1931): Il Monte la Queglia in Abruzzo. Att. R. Acc. Lincei Roma.
724. Spezia, G. (1894): La Silice nei tripoli di Sicilia. Clausen, Torino.
725. Stainforth, R. M. (1948): Applied micropaleontology in Coastal Ecuador. J. of Pal. 22.
726. — (1952): Ecology of Arenaceous foraminifera. The Micropaleontologist, 6.
727. Staub, R. (1917): Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. NF. 46/3.
728. — (1922): Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. Schw. Min. Petr. Mitt. 1.
729. — (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF 52.
730. — (1928): Der Bewegungsmechanismus der Erde. Bornträger, Berlin.
731. — (1932): Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, 77.
732. — (1932): Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. ibid. 77.
733. — (1933): Zur tektonischen Analyse des Apennins. ibid. 78.
734. — (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Ecl. geol. Helv. 42.
735. — (1951): Ueber die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. ibid. 44.
736. Stefani, C. de (1890—91): Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Ann. Soc. géol. Belg. 18.
737. — (1914): Su una nota di Steinmann intorno ai diaspri di Prato in Toscana. Rend. R. Acc. Lincei, ser. (5) 23.
738. Stefanini, G. (1917): Fossili del Neogene Veneto. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 4. Parte Seconda.

739. Steinmann, G. (1895—98): Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 9 und 10.
740. — (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtische Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. *ibid.* 16.
741. — (1907): Alpen und Apennin. Z. Dt. Geol. Ges. 59.
742. — (1913): Ueber Tiefenabsätze des Oberen Jura im Apennin. Geol. Rdsch. 4.
743. — (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? *ibid.* 16.
744. — (1927): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. 14. Congrès Géol. Intern. 1926. Madrid.
745. Steuer, A. (1911): Leitfaden der Planktonkunde. Leipzig-Berlin.
746. Stille, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
747. — (1927): Ueber westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. NF 14.
748. Stoppani, A. (1866): I petroli in Italia (Il Politecnico). Milano.
749. — (1870): Corso di Geologia, vol. I. Milano.
750. — (1873): Il Bel Paese. Milano.
751. Storz, M. (1925): Ueber die Einteilung authogene Kieselsäure führender Gesteine. Cbl. Min. Abt. B, No. 12.
752. — (1926): Zur Petrogenesis der sekundären Kieselgesteine in der südlichen Namib. Sonderdruck aus: Erich Kaiser, Die Diamantenwüste Südwestafrikas, II.
753. Suter, K. (1932): Die alte Vergletscherung des Zentralapennins. Hettners Geogr. Ztschr.
754. — (1934): Les glaciers quaternaires de l'Apennin central. Revue de géographie alpine. Grenoble.
755. — (1939): Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralapennins. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, 84, Beiblatt 31.
756. Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H. (1946): The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York.
757. Schweighauser, J. (1952): Ein Vorkommen von Neovalveolina aus dem vicentinischen Obererözeän. Ecl. Geol. Helv. 44.
758. Takahashi, J. I. (1939): Synopsis of glauconisation; in Trask, P. D. Recent marine sediments.
759. Taliaferro, N. L. (1933): The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. Univ. California Pub. Dept. Geol. Sci. Bull. 23.
760. — (1934): Contraction phenomena in cherts. Geol. Soc. Am. Bull. 45.
761. Tan Sin Hok (1931): Discoasteridae, Coccolithinae and Radiolaria. Leidsche Geol. Meded. 5.
762. — (1935): Over ouderdomsbepalingen op grond van radiolarien van Oost-Celebes. De Ingen. Nederl. Ind. IV. Mijnb. en Geol. 2.
763. — (1936): Zur Kenntnis der Miogypsiniden. *ibid.* 3.
764. — (1937): Weitere Untersuchung über die Miogypsiniden. *ibid.* 4.
765. Tarr, W. A. (1926): The origin of cherts and flints. The Univ. of. Missouri studies, 1, Nr. 2. Columbia.
766. Teichmüller, R. (1932): Der Apenninflysch und seine Probleme. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 13.
767. Teichmüller, R. und Quitzow, H. W. (1935): Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *ibid.*
768. Tellini, A. (1890): Nummuliti della Maiella, delle Isoli Tremiti e del Promontorio garganico. Boll. Soc. Geol. Ital. 9.
769. — (1891): Appendice paleontologica alle osservazioni geologiche sul gruppo della Maiella, di P. Moderni. Boll. R. Com. Geol. Ital. 22.
770. Tenore, M. (1827): Cenno di Geografia fisica e botanica del Regno di Napoli.
771. — (1832): Relazione di un viaggio nell'Abruzzo citeriore. Ann. Civ. d. Regno delle due Sicilie, VI. Napoli.
772. — (1838): Mineralogia sopra quattro sostanze fossili della Maiella. Napoli.
773. — (1864): Sui minerali e rocce utili del 2 Abruzzo ulteriore, più dappresso riguardanti le industrie delle miniere e delle costruzioni architettoniche di questa provincia. Ann. Acc. Aspir. Naturalisti, 4. Napoli.
774. Tercier, J. (1939): Dépôts marins actuels et séries géologiques. Ecl. geol. Helv. 32.

775. — (1942): Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes. *ibid.* 35.
776. — (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. *ibid.* 40.
777. Terreni, O. (1893): Miniere italiane di asfalto, bitume, petrolio nei Comuni di Letto-manoppello, Manoppello, Roccamorice, Abbatteggio. Genova.
778. Thiel, G. (1912): Das Asphaltkalkgebiet des Pescaratales am Nordabhang der Maiella (Abruzzen). Diss. Techn. Hochschule zu Breslau. Berlin.
779. Tonini, D. (1930): Sul ghiacciaio del Calderone nel Gran'Sasso d'Italia. *Boll. Com. Glac. Ital.*
780. — (1937): Gruppo del Gran'Sasso d'Italia. *ibid.*
781. Torgia, (1812): Breve cenno d'un giro pel paese di Peligni fatto nel 1790. Napoli.
782. Touring Club Italiano, (1938): Guida d'Italia, Abruzzi e Molise. Milano.
783. — (1940): Atlante fisico economico d'Italia. Milano.
784. Trask, P. D. (1939): Recent marine sediments. Symposium. A.A.P.G. Tulsa-London.
785. — (1950): Applied sedimentation. A symposium. New York and London.
786. Trask, P. D. und Patnode, H. W. (1942): Source beds of Petroleum. A.A.P.G. Tulsa.
787. Tromp, S. W. (1948): Shallow-water origin of radiolarites in southern Turkey. *J. Geol.* 56.
788. Twenhofel, W. H. (1926): Treatise of Sedimentation. Baltimore.
789. — (1950): Principles of Sedimentation. New York.
790. — (1950): Coral and other organic reefs in geologic column. *Bull. A.A.P.G.* 34.
791. Twenhofel, W. H. und Shrock, R. R. (1935): Invertebrate Paleontology. New York.
792. Umbgrove, J. H. F. (1928): De koraalriffen in de Baai von Batavia. *Dienst. Mijnb. Ned.-India. Wet. Meded.* 7 Bandoeng.
793. — (1929): De koraalriffen der Duizend Eilanden (Java-Zee). *ibid.* 12.
794. — (1939): Madreporaria from the bay of Batavia. *Zool. Meded.* 22. Leiden.
795. — (1939): De atollen en barrière riffen der Togian Eilanden. *Leid. Geol. Med.* 11.
796. — (1940): De vulkaan van Rome. *Tijdschr. Nederl. Aardrijks. Genootschap*, 74.
797. — (1946): Evolution of reef corals in East Indies since Miocene time. *Bull. A.A.P.G.* 30.
798. — (1947): The Pulse of the Earth. The Hague, Martinus Nijhoff.
799. Vatova, A. (1931): La Fauna bentonica del Canal di Leme in Istria. *Boll. Com. Talasogr. It.* 181, Venezia.
800. — (1931): Ricerche preliminari sulle biocenosi della Laguna Veneta. *Soc. Sci. Nat. Trieste*, 30.
801. Vaughan, T. W. (1940): Ecology of modern marine organisms with reference to paleogeography. *Bull. Geol. Soc. Am.* 51.
802. — (1945): American Paleocene and Eocene larger foraminifera; part I — Paleocene and Eocene larger foraminifera from Barbados. *Mem. Geol. Soc. Am.* 9.
803. — (1945): American Paleocene and Eocene larger foraminifera; part II — Catalogue of American Discocyclinidae. *ibid.* 9.
804. Vecchia, O. (1952): Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale, dedotti dalle misure gravimetriche. *Rivista di Geofisica applicata*. 13.
805. Vening Meinesz, F. A. (1942): Topography and gravity in the North Atlantic Ocean. *Proceed. Nederl. Akad. Wet.* 45.
806. — (1943): Spanningen in de aardkorst tengevolge van poolverschuivingen. *Verslag Nederl. Akad. Wet.* 52.
807. Vanzo, S. (1933): I fossili del Neogene Trentino, Veronese e Bresciano. Pesci, Crostacei e Lamellibranchi, *Palaeont. Ital.* 34.
808. — (1934): Il Neogene del Trentino, del Veronese e del Bresciano. *Mem. Museo di Storia Nat. della Venezia Tridentina*, II. Trento.
809. Verri, A. und de Angelis d'Ossat, G. (1899): Contributo allo studio del Miocene dell'Umbria. *Rnd. R. Acc. Lincei*.
810. — (1900—01): Contributo allo studio del Miocene dell'Umbria. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 20.
811. Ver Wiebe, W. A. (1936): Geosynclinal boundary faults. *Bull. A.A.P.G.* 20.
812. Vighi, L. (1947): Studio di una argilla smettica di Casalbore, Prov. di Avellino. *Atti Fond. Politecnica*, 3. Napoli.
813. Viola, C. und Cassetti, M. (1893): Contributo alla geologia del Gargano. *Boll. R. Com. Geol. Ital.* 24.
814. Viola, C. (1892): Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell'alta valle del Sinni in Basilicata. *Boll. Com. Geol. Ital.* 23.

815. — (1896): Osservazioni geologiche fatte nella valle del Sacco in provincia di Roma e studio petrografico di alcune rocce. *ibid.* 26.
816. Vlerk, J. M. van der (1928): Het genus *Lepidocyclina* in het Indopacifische gebied. *Dienst v. d. Mijnbouw Nederl. Indie, Wetensch. Meded.* 8.
817. Vlerk, J. M. van der und Geyn, W. A. E., van de (1935): A monograph on the Orbitoididae, occurring in the Tertiary of America. *Leid. Geol. Meded.* 7.
818. Voorthuysen, J. H. van (1948): Upper cretaceous foraminifera of minute size in the marine Pleistocene (Icenian) sand of the Netherlands. *J. Pal.* 22.
819. — (1950): Recent indigenous and Upper-Cretaceous derived foraminifera of the Netherlands tidal flats (Wadden). *Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap.* 17.
820. Walther, J. (1893): *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* G. Fischer Verlag, Jena.
821. — (—): *Ueber Entstehung und Besiedelung der Tiefseebecken.* Lippert & Co., Naumburg a. S.
822. — (1910): Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. *Abh. Preuss. Akad. Wiss.* Berlin.
823. Wanner, J. (1940): Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels. *Pal. Zeitschr.* 22.
824. Wattenberg, H. (1933): Das chemische Beobachtungsmaterial, Kalziumkarbonat- und Kohlensäuregehalt des Meerwassers. *Dt. Atlant. Exped. Meteor, Wiss. Erg.* 8. Berlin-Leipzig.
825. — (1936): Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. *Fortschr. Min. usw.* 20.
826. — (1938): Zur Chemie des Meeresswassers. *Zeitschr. anorg. u. allg. Chemie.* 236.
827. Weiss, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. *Diss. Univ. Zürich.*
828. Weisse, J. G. de (1948): Les bauxites de l'Europe centrale (Province dinarique et Hongrie). *Bull. Lab. géol. min. Univ. Lausanne, No.* 87.
829. Wenk, E. (1949): Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experientia,* 6. Basel.
830. Westerveld, J. (1951): Les gîtes de manganèse du domaine atlasique au Maroc français et leur classification géologique. *Geol. en Mijnb.* 13.
831. Wetzel, O. (1937): Die Entstehungsgeschichte verschiedener Arten von Kreidefeuersteinen. *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.* 89.
832. White, D. E. (1947): Diagenetic origin of chert lenses in limestone at Soyatal. *Am. J. of Sci.* 245.
833. Wiedenmayer, C. (1947): Geologie des Apenninen-Nordrandes und der angrenzenden Po-Ebene. *Votr. VSP. 14. Jahresvers., Fribourg. Bull. Vereinig. Schweiz. Petrol. Geol.*
834. — (1950): Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal. *Ecl. Geol. Helv.* 43.
835. Wijkerslooth, P. (1934): Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas. *Diss. Amsterdam.*
836. — (1943): Ueber die im weiteren Sinne sedimentären Manganerzlagertstätten West- und Zentralanatoliens. *Maden Tetkik Arama Enst.* 29.
837. Willis, B. und Willis, R. (1929): *Geologic structures.* New York.
838. Wilson, W. B. (1950): Reef definition. *A.A.P.G.* 34.
839. Wirz, A. (1945): Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. *Schweiz. Pal. Abh.* 65.
840. Zaccagna, D. (1932): Descrizione geologica delle Alpi Apuane. *Mem. descr. Carta geol. Ital.* 25.
841. Zeuner, F. E. (1945): *The Pleistocene Period.* Bernard Quaritch. London.
842. — (1950): The lower boundary of the Pleistocene. *Intern. Geol. Congr. London, part 9.*
843. — (1951): *Dating the Past.* London.
844. Zinoni, A. (1951): L'Oligocene ed il Miocene dei dintorni di Manerba (Lago di Garda). *Riv. Ital. Pal.* 57.
845. Zittel, D. A. (1870): Studio geologico dell'Appennino centrale. *Boll. Com. Geol. Ital.* 1.
846. Zuber, S. (1935): Ponto-Caspian and Mediterranean types of oil deposits. *Bull. A.A.P.G.* 18, Tulsa.
847. — (1940): Manifestazioni e prospettive petrolifere dell'Italia alla luce degli accertamenti dell'ultimo trentennio. *A.G.I.P. Roma.*

848. Zuffardi, P. (1913): Escursione alle Gole del Sagittario e a Scanno. Boll. Soc. Geol. Ital. 32.
849. Zuffardi-Comerci, R. (1930): Sulle faune del Sopracretacio in Puglia con particolare riguardo a quella di San Cesareo. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 4.
850. — (1937): Contributo dato dai corallari durante i periodi geologici alla formazione dei terreni calcarei in Italia. Riv. Ital. Pal. 43.



Curriculum vitae

Ich, Albert Bally, Bürger von Aarau, wurde am 21. April 1925 in Den Haag geboren. In den Jahren 1931 bis 1939 besuchte ich die Deutsche Schule in Rom. Vom Herbst 1939 bis Herbst 1943 besuchte ich die Kantonsschule in Trogen, wo ich mit der Maturitätsprüfung Typus B meine Mittelschulausbildung abschloß.

Das erste Semester meines Hochschulstudiums belegte ich im Winter 1943/44 an der ETH, Abt. X. Zu Beginn des Sommersemesters 1944 immatrikulierte ich mich an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich, wo ich mit einigen Unterbrüchen, die durch die Terrainuntersuchungen in den SE-Abruzzen und durch erdölgeologische Untersuchungen in SE-Sizilien bedingt waren, mein gesamtes weiteres Studium absolvierte.

An der Universität und der ETH belegte ich die Vorlesungen, Praktika und Exkursionen folgender Professoren:

Prof. Dr. R. Staub (Geologie); Prof. Dr. A. Jeannet (Stratigraphie); Prof. Dr. W. Leupold (prakt. Geologie und Mikropaläontologie); Prof. Dr. P. Niggli, Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. R. L. Parker, Prof. Dr. E. Brandenberger, Prof. Dr. F. de Quervain (Mineralogie und Petrographie); Prof. Dr. B. Peyer (Paläontologie); Prof. Dr. F. Gassmann (Geophysik); Prof. Dr. H. Boesch (Geographie); Prof. Dr. W. D. Treadwell (anorg. Chemie); Prof. Dr. A. Frey-Wyssling, Prof. Dr. E. Gäumann, Prof. Dr. A. Ernst (Botanik); Prof. Dr. J. Seiler, Prof. Dr. E. Hadorn (Zoologie); Prof. Dr. E. Mayer (Physik); Prof. Dr. A. Pfluger (Mathematik).

Seit Ende 1949 bin ich Assistent von Herrn Prof. Dr. W. Leupold am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, wo ich unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Staub von 1946—1952 meine Dissertation ausarbeitete.

